Brest 1973

FRANÇOISE GAUDET

LES COURS D'EAU ALPINS DE REGIME GLACIAIRE

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
– LE 16 JUIN 1973 –

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
- 1975 -

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545813_0004

FRANÇOISE GAUDET

LES COURS D'EAU ALPINS DE REGIME GLACIAIRE

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
– LE 16 JUIN 1973 –

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
- 1975 -

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Ce travail est dédié à mon père,

Henri MILON

qui m'a appris à aimer la montagne

et les eaux vives

AVANT PROPOS

Au moment de mettre un terme à cet ouvrage, sinon aux recherches qu'il expose et rassemble, je ne peux m'empêcher de ressentir une certaine appréhension. La réalité des faits naturels est complexe et diverse, et je suis consciente de n'en avoir saisi et étudié que quelques aspects. Ce travail solitaire a été effectué pour la majeure partie à l'étranger, sur des documents rapportés de France ou trouvés parfois sur place; il n'a pas eu le privilège de se faire au sein d'une équipe vivante, qui eût certainement élargi et enrichi un point de vue trop personnel par des apports divers.

Pourtant j'ai eu la chance de bénéficier d'encouragements et de conseils précieux de la part d'hommes d'une compétence exceptionnelle, et c'est avec une grande gratitude que je veux citer en premier lieu, le Professeur Emmanuel de MARTONNE, qui m'a initiée à la géographie pendant mes premières années d'université, et dont j'ai gardé le souvenir d'un savant universel, et d'un maitre à la timidité bourrue et affectueuse et à l'exigence précise et encourageante.

Comment dire ensuite tout ce que je dois au Professeur Maurice PARDE qui, avec son autorité et son dynamisme habituels, n'a pas ménagé son temps ni sa peine pour me dispenser documents, conseils et critiques les plus pertinents, depuis mes premières recherches jusqu'aux dernières corrections, ainsi qu'au Professeur André GUILCHER, qui n'a pas hésité à faire confiance à une ancienne condisciple revenue à la géographie après vingt ans d'occupations familiales et européennes, et à lui prodiguer conseils et avis pour l'élaboration de cette thèse qu'il a dirigée avec compétence et libéralisme.

Je dois ajouter ensuite que ce travail n'a été rendu possible que par la sollicitude de différents organismes qui m'ont ouvert largement la porte de leurs services et de leurs archives et m'ont acceptée dans leurs réunions de travail ou leurs voyages d'études. Lors de ces contacts, j'ai eu l'occasion de rencontrer des chercheurs des différentes disciplines ayant un rapport avec l'hydrologie et la glaciologie, et je leur dois bien plus qu'ils ne peuvent s'en douter, rapportant de ces échanges des idées nouvelles, des confirmations ou des remises en question.

C'est d'abord la Société Hydrotechnique de France, qui m'a aidée et soutenue dès mes premiers pas : les réunions de sa Commission de Glaciologie et ses tournées glaciologiques m'ont permis de rencontrer, non seulement des géographes aussi éminents que le Professeur Charles-Pierre PEGUY et le Professeur Paul VEYRET, mais aussi des glaciologues tels que le Professeur Louis LLIBOUTRY et Robert VIVIAN, et des ingénieurs des Eaux et Forêts, comme les Présidents MESSINES DU SOURBIER et de CRECY, tous à des titres divers appelés à connaitre à fond les problèmes de la haute montagne.

De tous, j'ai bénéficié de critiques, conseils et remarques qui m'ont aidée plus que je ne saurais le dire.

Puis les services d'Electricité de France ont répondu avec une inaltérable bienveillance à mes demandes de renseignements sans cesse renouvelés avec le déroulement de mes recherches, et ont même accepté d'effectuer la planimétrie des glaciers et des bassins de la Haute Arve qui m'était nécessaire. Mes remerciements vont d'abord à Monsieur Jean de BEAUREGARD, de la Direction de l'Equipement à Paris, puis aux ingénieurs de la Région d'Equipement hydraulique Alpes Nord Messieurs L.REYNAUD et E.SIEGFRIED, et de la Division technique générale à Lyon, Monsieur R. GRARD.

Enfin l'Institut Géographique National en la personne de Monsieur M.CARBONNELL a mis à ma disposition ses documents concernant les glaciers.

C'est aussi aux réunions de la Société Hydrotechnique de France que j'ai eu l'opportunité de rencontrer les savants étrangers intéressés par les problèmes de l'écoulement glaciaire.

En Suisse, Monsieur l'Ingénieur Peter KASSER m'a tenue au courant des plus récents travaux de la Commission suisse des glaciers et du Laboratoire des recherches hydrauliques de Zürich ainsi que de ses recherches personnelles.

Ma gratitude va aussi aux ingénieurs de Grande-Dixence, Messieurs BEZINGE et DAYER, qui m'ont procuré les données des nouvelles stations de mesures hydroglaciologiques des Pennines, à Monsieur UTTINGER, de l'Institut suisse de météorologie et Monsieur GUENIN, de l'Office fédéral de l'Economie hydraulique à Berne, qui ont répondu avec diligence à mes demandes.

Enfin les glaciologues italiens m'ont reçue avec une grande amabilité et m'ont fait parvenir leur intéressant documentation ; je veux exprimer ma reconnaissance à Messieurs les Professeurs M.VANNI, C.LESCA et U.BRIGHENTI.

En dernier lieu, je ne veux clore la liste de tous ceux qui m'ont aidée dans ce travail sans évoquer les plus discrets mais non pas les moins efficaces : mon mari, mes enfants et ma nièce, qui m'ont dispensé une aide précieuse sur le terrain, en soutenant mon courage dans les ascensions trop raides, prenant des films, dessinant des graphiques, et dont la compréhension ne s'est pas démentie pendant les longues heures de travail où l'emploi du temps de la géographe débordait un peu sur celui de la mère de famille.

A tous, j'adresse l'expression de ma vive gratitude, avec l'espoir que ce travail pourra être de quelque utilité à ceux qui abordent le domaine de la haute montagne, et les aidera à aller plus avant dans sa connaissance.

Paris, 15 mars 1973

Françoise GAUDET

INTRODUCTION

Les cours d'eau alpins ont fait l'objet d'études nombreuses et complètes, et il peut sembler que leurs régimes soient parfaitement connus et définis.

Après les premières études générales de P.MOUGIN en 1914 et R. BLANCHARD en 1917, paraissait en 1925 le premier grand travail de potamologie la thèse de M.PARDE sur le Rhône, qui a ouvert la voie à toutes les recherches ultérieures, bientôt suivie par l'ouvrage de E. BENEVENT sur le climat des Alpes françaises (1926). En même temps O.LUTSCHG publiait en Suisse son ouvrage sur l'écoulement des hautes montagnes, et en Italie, L.GHERARDELLI étudiait en 1931 l'influence des glaciers sur le régime des affluents du Pô. En 1938, H.ONDE consacrait à l'hydrologie un long chapitre de sa thèse sur la Maurienne et la Tarentaise, comme Ch.-P.PEGUY en 1947 sur la Haute-Durance. En 1942 A.COUTAGNE terminait son "Hydrométéorologie des bassins de haute montagne", et en 1943, H.WAEBER publiait les résultats de ses recherches sur le glacier de Tré-la-Tête et son émissaire. On peut penser qu'à la suite de ces différents travaux, remarquables à plus d'un titre, les problèmes hydrologiques de la haute montagne glaciaire sont bien clairs, et que tout a été dit qui valait la peine de l'être.

Pourtant le temps a passé, et depuis ces vingt dernières années, l'évolution des idées, des pôles d'intérêt et des moyens de connaissance a rendu possibles des recherches nouvelles.

Devant l'ampleur et l'urgence des besoins en eau suscitées par la croissance industrielle et les risques de pollution qu'elle entraine,

l'inventaire des ressources en eau s'est révélé plus nécessaire, et la Décennie Hydrologique Internationale a donné une impulsion nouvelle aux efforts de toutes sortes entrepris pour l'étude des bassins hydrologiques.

Puis l'évolution des sciences de l'espace, exigée par les voyages aériens, puis interplanétaires, a suscité un intérêt nouveau pour des domaines mal connus jusqu'alors, ceux des basses températures et des pressions faibles: or les hauts bassins glaciaires offrent pour ce genre d'études des terrains d'expérience proches et d'accès facile : les conditions climatiques de la Vallée Blanche, près de Chamonix, sont peu différentes de celles du Groenland. De multiples recherches dans tous les pays contribuent à la connaissance de plus en plus approfondie de la neige, de la glace et des glaciers; car l'utilité pratique de la nivologie et de la glaciologie s'affirme pour la protection des stations de tourisme et des routes.

Plus encore, l'aménagement des rivières pour l'exploitation des ressources hydro-électriques a donné lieu à un accroissement des observations climatologiques, glaciologiques et hydrologiques dans tout l'arc alpin depuis une vingtaine d'années:

L'équipement de la Haute Arve comprend les deux ouvrages d'Emosson et de la Chute des Bois et a provoqué de nombreuses recherches encore en cours. Des stations de jaugeage fonctionnent sur l'Arveyron de la Mer de Glace depuis 1950, sur l'Arveyron d'Argentière depuis 1955, sur l'Arve au Pont de la Joux depuis 1956, sur l'Eau de Bérard depuis 1956, sur le Bionnassay depuis 1959, sur le Tour depuis 1960. Or avant 1950, n'a existé que pendant quelques années (1938-41 et 1947-49) la station de l'Arve aux Pélerins dont le bassin n'a qu'un englacement réduit (30 %) et dont les chiffres de débits n'étaient ni très réguliers, ni très sûrs.

Par contre, peu à peu, au fur et à mesure de l'avancement des travaux, certaines stations sont supprimées, certains débits sont influencés par les prises d'eau et les déversements d'un bassin à l'autre. Au Tour, la station météorologique a cessé de fonctionner en 1966 et les débits ne sont plus mesurés depuis 1968; la station du Pont du Buet sur l'Eau de Bérard a été fermée en 1971.

La même situation se retrouve en Suisse. Si l'équipement des bassins de l'Aar est terminé depuis longtemps et ne fournit plus de renseignements exploitables pour cette rivière, la mise en oeuvre du barrage de Grande Dixence, en faisant disparaître les stations anciennes, en a créé de nouvelles avec de puissants moyens depuis 1966. Quant à la Massa, émissaire du plus grand glacier alpin, le glacier d'Aletsch, il n'est pas touché et son débit est connu depuis 1922.

En Italie, la situation est un peu différente. Les observations sur les cours d'eau glaciaires sont plus anciennes et les stations des deux bassins les plus englacés, la Lys à D'Ejola et la Doire Baltée à Pré Saint Didier, ont été supprimées en 1950.

En France et en Suisse, le moment est donc bien venu de tirer parti de cet amas d'observations faites dans les hauts bassins glaciaires, qui vont

permettre d'étudier l'écoulement de ces rivières avec plus de détails et de précisions qu'on n'a pu le faire antérieurement. Plus tard maints débits des cours d'eau les plus nettement glaciaires seront influencés par les ouvrages divers, et les observations nécessaires pour l'équipement ne seront pas maintenues. La période 1950-1970 offre les conditions optimales par le nombre et la variété des observations en Haute Arve. Par une concordance assez favorable, la mise en route du présent mémoire a coincidé avec les meilleures conditions de mesures dans l'arc alpin.

Mais le simple énoncé des périodes que couvrent ces observations met aussitôt en évidence une difficulté : cette période est courte. Quinze ou vingt ans suffisent pour donner une idée des valeurs moyennes de l'écoulement, mais ne permettent pas d'évaluer des fréquences de crues, ou d'étudier les réponses aux variations climatiques de longue durée. Sur 50 ou 100 ans, les données climatiques ou hydrologiques seraient quelquepeu différentes de celles dont il sera fait état ici.

Le régime glaciaire

L'objet de ce travail est le régime glaciaire.

Le régime glaciaire est d'une apparente simplicité: l'extrême abondance de l'été s'oppose à la pénurie très accentuée de l'hiver, il n'y a que deux saisons hydrologiques mais la courbe des débits mensuels est vigoureusement dessinée. La moyenne annuelle est haute et le module spécifique est fort. Enfin les pulsations journalières du débit reflètent les oscillations de la température. Il existe trois types de régime glaciaire et la date des hautes eaux exprime les nuances qui distinguent ces trois types selon le classement de M.PARDE (1933) et de A. GUILCHER (1965). Dans les bassins les plus hauts et les plus englacés, les maxima ont lieu en août et le régime est ultra-glaciaire. S'ils ont lieu en juillet, août dépassant juin, c'est le régime glaciaire normal. Si juillet est toujours le mois de pointe, mais que juin dépasse août, c'est le régime glaciaire mitigé. Enfin si juin prend la première place, c'est que la fusion nivale l'emporte sur la fusion glaciaire, c'est la variété nivo-glaciaire du type nival : ce n'est plus un coursd'eau glaciaire. Voici le schéma classique du régime glaciaire; nous verrons si l'étude d'un grand nombre de rivières permet d'introduire quelques distinctions dans cette description.

Cette apparente simplicité recouvre en fait une grande complexité.

L'alimentation d'un cours d'eau glaciaire a une triple origine; il se nourrit de la fusion du glacier, mais aussi de celle de la neige, et du ruissellement pluvial.

Le ruissellement vient des pluies tombées à l'état liquide dans la partie du bassin et à l'époque de l'année où les températures sont positives. Dans ces bassins petits et à pente forte, l'écoulement est presque immédiat.

La fusion de la neige affecte les couches tombées pendant la période froide précédente, retenues au sol par le froid pendant un temps qui va de quelques jours à quelques mois.

La fusion glaciaire commence lorsque le glacier est débarrassé de sa couverture neigeuse et qu'il est soumis à des températures positives : elle attaque des réserves mises en place des dizaines ou des centaines d'années auparavant.

La température, décroissant lorsque l'altitude croit, est donc le principal facteur conditionnel de l'hydrologie glaciaire.Elle crée le caractère original du régime, qui est un régime de stockage, comme le régime nival, et par opposition aux régimes d'écoulement libre. Entièrement responsable de la pénurie et de la rétention de l'hiver, ainsi que des pulsations journalières, elle détermine conjointement avec les précipitations, l'abondance estivale et les crues. Si l'on ajoute les influences topographiques, liées surtout à l'altitude, et l'influence secondaire de l'ensoleillement, du brouillard, de l'évaporation, on voit que cette complexité crée un véritable noeud gordien d'interactions qu'il n'est pas aisé de dénouer.

Cette diversité de variables est un obstacle à l'explication de tout phénomène, qu'il faut considérer sous ces divers aspects pour mieux l'appréhender. Par exemple, comment une crue varie-t-elle entre le versant nord et le versant sud des Alpes ? Comment varie-t-elle selon l'altitude et le taux d'englacement de son bassin ? Selon la température et les précipitations ? Selon qu'elle a lieu en été ou en hiver ? Comment varie-t-elle en amont et en aval ? Les questions affluent, le travail s'alourdit. L'intrusion de l'ordinateur dans le domaine de l'observation ajoute encore son poids, en étant trop efficace. Dans les bassins exploités par Grande Dixence, les températures et les précipitations sont mesurées toutes les heures, et le rayonnement 144 fois par jour. Ne serons-nous pas submergés par cette marée de données ?

Nous n'oserons pas dire que nous avons cherché la part exacte qui

revient à tous ces paramètres: le travail eût dépassé nos forces. Mais leur connaissance est maintenant suffisante pour que l'on puisse s'attaquer à une recherche primordiale, celle de discerner dans les débits glaciaires les trois apports d'origine différente, celui de la fusion glaciaire, de la fusion nivale et celui du ruissellement pluvial. Cette décomposition des débits en leurs éléments peut être riche d'enseignements.

D'autre part, entre l'eau et la neige qui tombent sur les sommets et l'eau qui s'écoule dans le torrent glaciaire, s'interposent le manteau neigeux et le glacier. Il est impossible de s'en tenir à un travail seulement hydrologique : la rétention nivale et glaciaire, le cheminement de la glace vers l'aval et les accidents qui affectent ce mouvement, les modalités de la fusion, autant de sujets qu'il est essentiel de connaitre et que nous étudierons sous les seuls aspects qui importent à ce travail.

Enfin dans les cours d'eau eux-mêmes, nous nous bornerons à étudier les débits liquides, sans faire de place aux matières dissoutes ou en suspension: le transport de ces matières; lié au travail de l'érosion, ressort plus du domaine du morphologue ou du sédimentologue que de l'hydrologue.

Nous laisserons également de côté le chapitre de l'équipement hydroélectrique de ces cours d'eau glaciaires, qui a été longuement décrit dans des articles de diverses revues alpines.

Domaine du régime glaciaire

Le domaine du régime glaciaire est très restreint. On verra que les caractéristiques du régime ne se présentent que dans les parties les plus hautes des bassins; si la station est très proche du portail glaciaire, on a quelquechance de saisir le régime dans sa plus grande pureté. Dès que l'on descend vers l'aval, les influences nivales se renforcent, prennent le pas sur les influences glaciaires : le régime glaciaire proprement dit disparait, bien que son influence puisse encore se faire sentir assez loin à l'aval. Beaucoup de stations de mesures n'ont pas retenu notre attention, car, situées loin du glacier, elles ne présentaient plus de caractères nets. Nous n'aurons donc à faire qu'à des bassins versants de peu d'étendue : le plus grand de l'arc alpin, celui de la Massa, n'atteint pas 200 km2. Certains ne dépassent pas 10 km2.

Les limites géographiques de ce travail sont celles des Alpes occidentales; on trouve dans cet arc alpin les massifs les plus hauts et les versants nord et ouest les plus exposés aux vents océaniques, humides et frais. C'est le domaine des glaciers par excellence. La limite orientale de

cette étude sera le massif du Saint Gothard, et ce château d'eau d'où s'échappent la Reuss, le Rhin, le Tessin et le Rhône.

Ce domaine s'étend sur trois pays, la France, l'Italie et la Suisse et ce n'est pas sans plaisir que nous donnerons à ce travail une dimension européenne, mais avec la crainte de laisser plus de place aux cours d'eau français, par seule facilité matérielle. Les données plus anciennes en Italie, et difficiles à obtenir, ne permettront pas d'aller aussi loin dans l'étude des cours d'eau italiens : il y aura donc un certain déséquilibre dans ce travail que nous aurions voulu plus également réparti : on y trouvera plus de références aux torrents français ou suisses qu'aux rivières italiennes. Quant à l'analyse des débits, elle requiert une telle multiplicité de documents qu'il a fallu la réserver aux cours d'eau de la Haute Arve et de l'Eau Noire, grâce aux archives d'Electricité de France où nous avons pu puiser abondamment à mesure que se déroulaient nos recherches.

Autant que possible, nous avons tenté de chercher des termes de comparaison à l'extérieur de ce domaine de l'arc alpin. La comparaison est le souci propre du géographe. Quand les spécialistes ont étudié à fond chaque cas particulier, commence le rôle du géographe qui doit avoir le sens de l'espace : en comparant le même fait survenu dans des conditions différentes, il parvient à déceler des influences et des interactions qui échapperaient sans cette vue plus large. L'Autriche voisine donnera des vues propres, comme les pays scandinaves. L'Islande que nous avons eu la chance de visiter se révèlera utile. Mais ce ne sera qu'à l'aide de trop rares documents que l'on pourra étendre la comparaison aux rivières glaciaires des Etats-Unis, du Caucase ou de l'Himalaya, et du Pamir.

Plan

Nous suivrons le plan classique : les sept premiers chapitres seront consacrés aux facteurs qui déterminent le régime. Les données climatiques relatives à la haute altitude sont assez difficiles à récolter pour qu'il ait paru utile de les exposer assez longuement et de rassembler tout ce qui a été trouvé.

La deuxième partie, du chapitre VIII au chapitre XV, sera plus spécialement hydrologique. Après les chapitres sur l'abondance moyenne et les variations saisonnières, l'étude des pulsations journalières et des crues donnera les bases nécessaires pour analyser les éléments constitutifs de l'écoulement glaciaire.

P R E M I E R E P A R T I E

LE CADRE PHYSIQUE

Le domaine des glaciers et de leurs émissaires est la haute montagne. On peut s'y tromper lorsqu'on arrive de la plaine dans la vallée de Chamonix ou le val Ferret, où l'on voit des langues de glace s'avancer au milieu des sapins, très bas dans la vallée ; ce sont des cas exceptionnels et de plus, seule une faible partie des surfaces englacées s'étend en-dessous de 2.000 mètres d'altitude.

En fait, la majeure partie des glaciers alpins se trouve entre 2.500 et 3.500 mètres. C'est la haute montagne : la forêt disparue a fait place progressivement aux prés fleuris, puis à la pelouse discontinue, les plaques de neige de plus en plus nombreuses se maintiennent tout l'été entre les éboulis et les parois rocheuses. Entre 2.800 et 3.000 mètres, se trouve ce qu'on appelait autrefois la limite des neiges éternelles; avec plus de vraisemblance et de précision, on l'appelle maintenant la limite des neiges permanentes : c'est l'altitude au-dessus de laquelle la neige de l'année ne fond plus complètement au cours de la saison chaude. Au dessus de cette altitude, c'est un autre monde, un paysage polaire. Neiges et glaces forment un manteau troué par les seules parois trop raides pour qu'elles puissent s'y accumuler. Plus haut encore, elles les recouvrent en dômes étincelants, balayés par le vent.

La neige qui tombe sur ces hautes surfaces s'accumulerait indéfiniment, si, tassée, recristallisée et transformée en glace, elle ne commençait sa lente descente vers des régions plus chaudes où la fusion va l'attaquer. Les glaciers sont à la fois les grands collecteurs de la haute montagne et les témoins du climat qui y règne.

Notre propos dans cette première partie sera de rassembler les données existantes sur les caractères physiques de la haute montagne, susceptibles d'agir sur les régimes des émissaires des glaciers. Après avoir décrit brièvement les appareils glaciaires dans les massifs alpins (ch. I), nous étudierons les facteurs topographiques (ch. II) et météorologiques (ch.III à V). Enfin dans le chapitre VI, nous tenterons de discerner dans le comportementde la glace et du glacier ce qui détermine les traits de l'hydrologie de ces cours d'eau alpins.

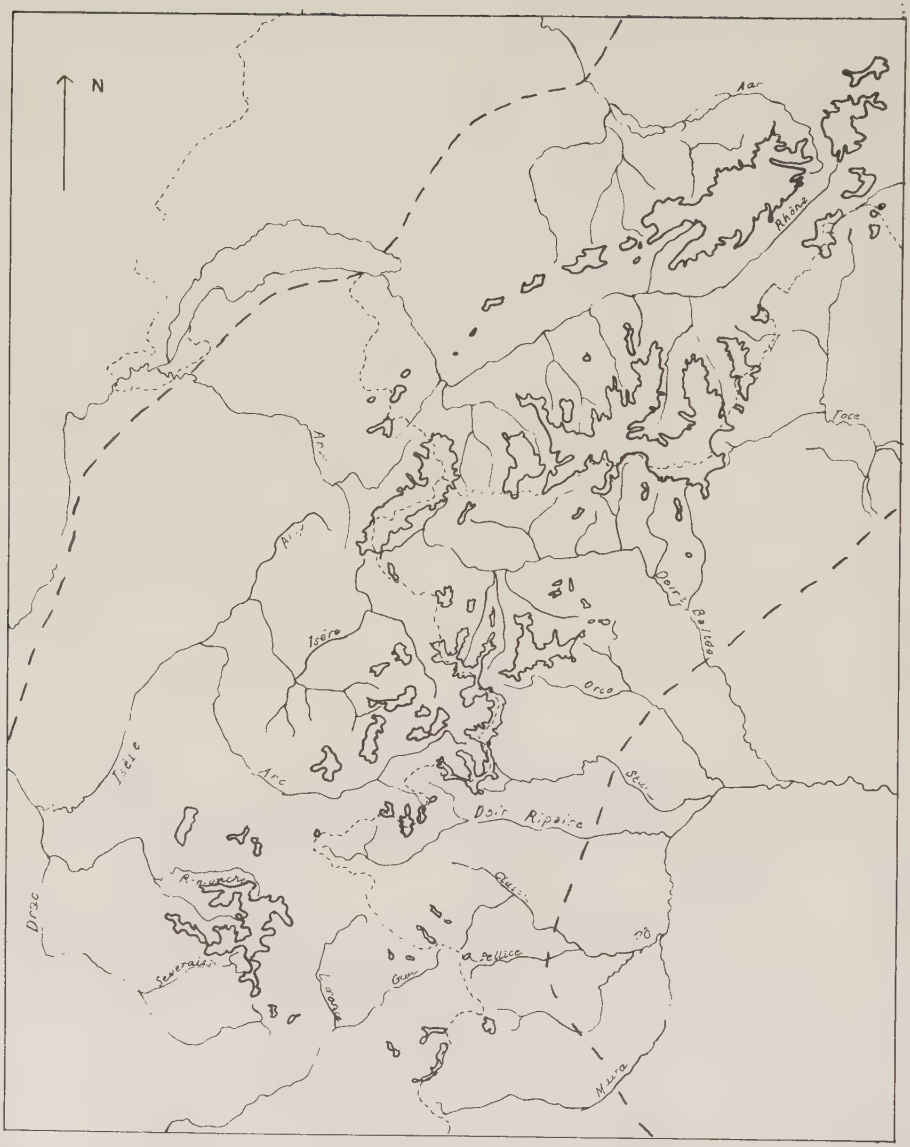
C H A P I T R E I

REPARTITION DES GLACIERS ET DE LEURS EMISSAIRES DANS L'ARC ALPIN

En montagne, l'altitude de la limite des neiges permanentes est essentielle : elle délimite la zone mère des glaciers et permet d'en établir la répartition, en première approximation. A notre époque et dans l'arc alpin, cette limite se trouve le plus souvent aux environs de l'altitude de 3.000 m.

Considérons donc sur une carte à grande échelle (fig.n°1) la courbe de niveau de 3.000 m. Elle fait apparaitre les grands massifs glaciaires. On peut en distinguer cinq, soit du N.E. au S.W. :

-les Alpes Bernoises, au nord du Rhône suisse
-les Alpes Pennines, au sud du Rhône suisse.
-le massif du Mont Blanc
-les Alpes Graies, avec les deux massifs de la Vanoise et du Grand Paradis
-le Pelvoux, accompagné de la chaine extérieure des Grandes Rousses.



FRONTIÈRE

LIMITE DE L'ARC ALPIN

COURBE DE NIVEAU 3000 m.

échelle 1: 1.250.000

FIG.1. L'ARC ALPIN

I. LES ALPES BERNOISES

Le massif des Alpes Bernoises est le plus septentrional des cinq massifs glaciaires des Alpes occidentales ; il s'étend du sud-ouest au nord-est sur plus de 100 km; entre les latitudes 46°10' et 46°45' et les longitudes Est 7° et 8°50. Des Diablerets à la Reuss, il y a plus de 100 km, et d'Interlaken à Brig, plus de 40 km.

On y trouve les principaux glaciers suivants : (fig.n°2)

-Versant sud :

- -le grand glacier d'Aletsch (136 km2)
- -le glacier de Fiesch (41,75 km2)
- -le glacier du Rhône (21,9 km2)
- -le glacier de Baltschieder (9,2km2)
- -le glacier de Gries (6,7 km2)

-Versant est

- -l'ensemble des glaciers de l'Aar (135 km2)
  - -Finsteraargletscher
  - -Oberaargletscher
  - -Unteraargletscher
  - -Lauteraargletscher

-Versant ouest

- -le glacier de Lang (31,5 km2)
- -le glacier de Kander (17,7 km2)
- -les glaciers de Räzli et Wildstrubel (11 km2)

-Versant nord

- -les glaciers de Grindelwald
  - Gauli
  - Breithorn

Cet ensemble glaciaire couvre 613 km2, soit 271 km2 pour le bassin de l'Aar, 257 km2 pour le bassin du Rhône, et 85 km2 pour celui de la Reuss.

Les émissaires de ces glaciers ne font pas tous l'objet de mesures: ainsi il faut regretter que le beau glacier de Fiesch n'ait été étudié qu'en 1904-1913. Les débits des rivières de la haute vallée de l'Aar n'ont été déterminés que jusqu'en 1922 pour l'étude préparatoire aux travaux du barrage du Grimsel et dd l'aménagement de l'Oberhasli. Ils sont maintenant influencés et ne donnent plus de chiffres utilisables.

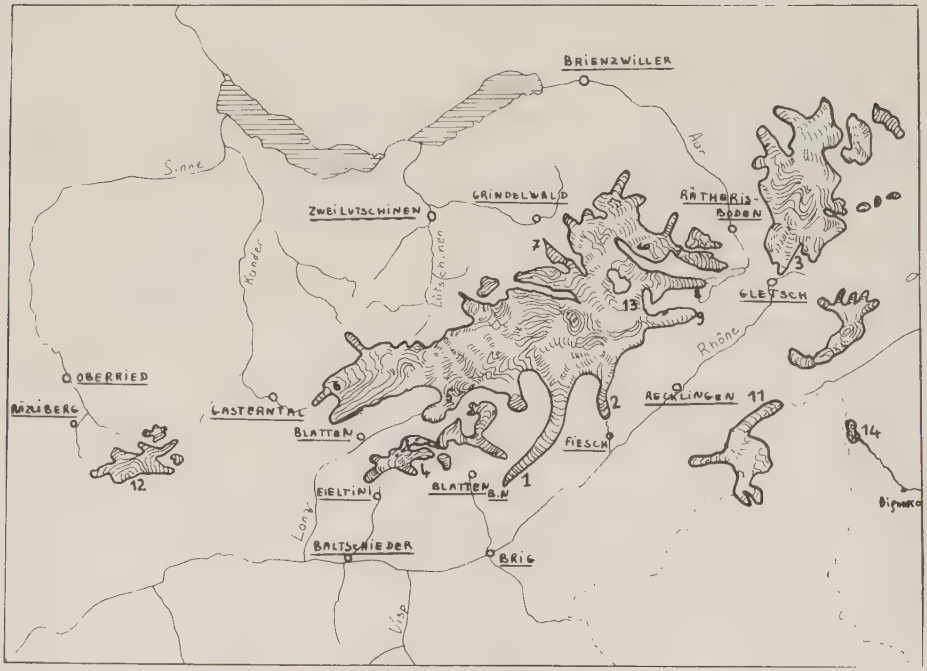


Fig.N°2 . Les Alpes Bernoises

Glaciers :	Stations de mesure :
1. Aletsch	Blatten bei Naters
2. Fiesch	
3.Rhône	Gletsch
	Reckingen
	Brig
4.Baltschieder	Eieltini
5. Lang	Blatten
6. Kander	Gasterntal
7.Grindelwald	ZweilÜtschinen
8. Unteraar	
9. Oberaar	
10. Lauteraar	
11. Gries	
12. Räzli	Räzliberg
	Oberried
13. Finsteraar	
14. Basodino	Bignasco

Le tableau suivant rassemble pour les principaux glaciers les renseignements suivants :

1. Nom du glacier
2. Nom de l'émissaire
3. Nom de la station de mesures
4. Surface du bassin limité à la station, en km2.
5. Surface du glacier en km2.
6. Taux d'englacement en %.
7. Altitude moyenne du bassin en m.

1	2	3	4	5	6	7
Aletsch	Massa	Blatten bei Naters	195	130	66,6	2945
Rhône	Rhône	Gletsch	38,9	21,9	56,4	2719
Lang	Lonza	Blatten	77,8	31,5	40,6	2630
Kander	Kander	Gasterntal	40,7	17,7	43,5	2600
Räzli et	Trübbach	Räzliberg	19,5	11,1	58,5	2610
Wildstrubel	Simme	Oberried	35,7	13,6	38,2	2370
Gries	Aegina	Barrage	10,2	6,6	65,6	2792

II. LES ALPES PENNINES

Le massif du Mont Rose s'étend entre les latitudes 45°45' et 46°15' et les longitudes Est 7°10' et 8° 10' et forme un rectangle de 80 km de longueur sur 40 à 60 km de largeur. Le versant nord appartient à la Suisse et le versant sud à l'Italie. (fig.N°3)

Les principaux glaciers sont les suivants :

-Versant suisse :

-A l'est du col du Grand Saint Bernard, les glaciers d'Otemma, du Mont-Durand, de Corbassière et de Brenay dont les eaux grossissent la Dranse de Bagnes, sont les principaux sur un ensemble qui couvre 80 km2.

-Les glaciers d'Arolla, du Mont Miné et de Ferpècle dont les émissairesforment la Borgne, dans le val d'Hérens et d'Hérémence, totalisent 57 km2 de surface englacée.

-Les glaciers de Moiry, Zinal, Nominy et Weisshorn se trouvent dans le val d'Anniviers qui comporte 38 km2 de glaciers. Le vallon de Türtmann en comporte 18 km2.

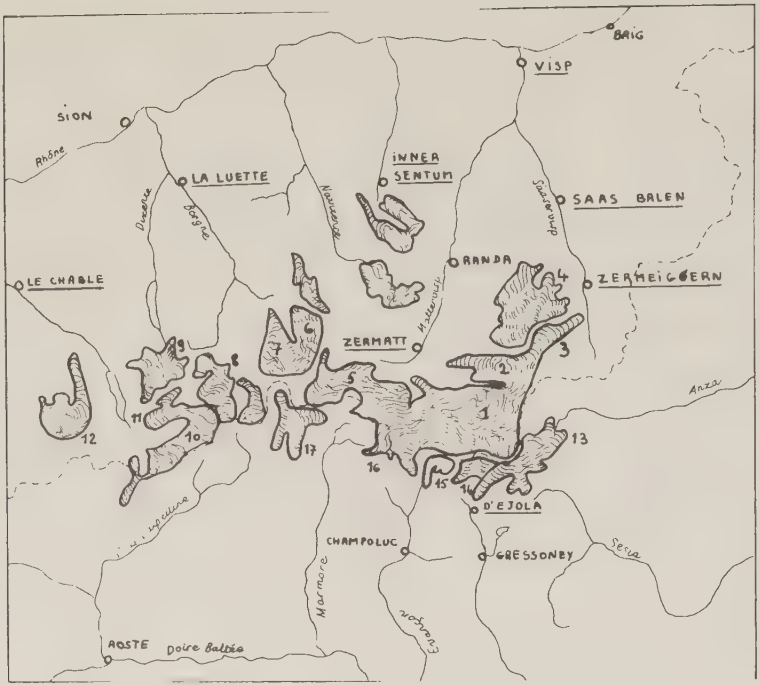


Fig. N°3. Le massif des Pennines

Glaciers	Stations de mesures
1. Gorner	Zermatt
2. Findelen	Randa
3. Allalin	Zermeiggern
4. Fee	Saas Balen
5. Z'mutt	Visp
6. Ferpècle	La Luette
7. Mont Miné	
8. Arolla	
9. Tsidjiore-Nouve	
10. Otemma	Le Chable
11. Giétroz	
12. Corbassière	
13. Tûrtmann	Inner Sentum
14. Lys	D'Ejola et Gressoney
15. Cervino	Champoluc
16. Valtournanche	
17. Grandes Murailles et Tza de Tzan	Aoste
	Sion

-Les deux Visp écoulent l'eau de 257 km2 de glaciers :

-le glacier principal est le Gorner (75 km2) qui alimente la MatterVisp, avec les glaciers de Z'mutt, Findelen et Langenfluh.
-dans le bassin de la SaaserVisp, se trouvent les glaciers d'Allalin, Fee et Schwarzenberg.

Versant italien :

Les glaciers ont des surfaces plus réduites sur ces versants ensoleillés et ne prennent quelque ampleur que dans les fonds de cirque abrités :

-le Lys (10,78 km2)
-le Belvédère (5,11 km2)
-le Gran Verra (6,11 km2)

Ils forment un ensemble de 81,66 km2 répartis entre les vallées suivantes :

Valpelline (Buthier)	: 24,16 km2
Valtournanche (Marmore)	: 8,78
Val d'Ayas (Evançon)	: 13,19
Val Gressoney (Lys)	: 15,16
Val Sesia	: 6,53
V.Anzasca et Antrona	: 14

La surface totale des glaciers du versant suisse est d'environ 500 km2, celle du versant italien de 81 km2; le total est donc de 581 km2 pour les glaciers des Alpes Pennines.

Un grand nombre des rivières du versant suisse de ce massif a fait l'objet d'études minutieuses en vue de l'amenée de l'eau des glaciers vers la retenue de Grande Dixence. Les travaux sont terminés; de belles rivières glaciaires disparaissent des annuaires hydrographiques, ou bien leurs débits sont influencés, telles que la Dranse de Bagnes et la Borgne depuis 1956, la MatterVisp depuis 1961, la Navigenze depuis 1962, la SaaserVisp depuis 1963, la Tourtemagne (ou Türtmann) depuis 1964. En Italie, la Lys à D'Ejola n'est plus mesurée depuis 1950. Les périodes d'observations sont donc plus anciennes que celles des autres massifs. Par contre la société Grande Dixence a établi depuis la fin de ses travaux (1966-67) un réseau serré d'observations météorologiques et hydrologiques dans les parties hautes des vals de Zermatt et d'Herens aux altitudes 2000 à 2400 m. Il s'agit de 34 bassins dont la surface totale est de 337 km2, et dont la glaciation moyenne est estimée à 58 %. Chaque bassin comporte une ou plusieurs prises d'eau dont l'écoulement est naturel et mesuré.

Le tableau de la page suivante résume les renseignements sur cette région.

1 Glacier	2 Rivière	3 Station	4 S.B.V. km2	5 S.Gl. km2	6 %	7 Alt. moy.B.V. m.	
Gorner,Z'mutt et Findelen	MatterVisp	Zermatt	228	130	57	3000	
-	-	Randa	315	156	50	2930	
Allalin	SaaserVisp	Zermeiggern	65	27	41	2850	
Allalin, Fee	-	SaasBalen	202	65	32	2770	
-	Vispa	Visp	778	257	33	2660	
Türtmann	Türtmann	Inner Sentum	31	17	56	3040	
Ferpècle et Arolla	Borgne	La Luette	231	57	25	2620	
Corbassière et Otemma	Dr.de Bagnes	Le Chable	254	80	31	2630	
Lys	Lys	D'Ejola	30	14	47	3112	
Lys	Lys	Gressoney	90	17	19	2615	
Verra	Evançon	Champoluc	101	13	13	2648	
Stations exploitées par Grande Dixence : parmi lesquelles :							
Val de Zermatt		Trift	11,21	5,9	53		
		Findelen	24,45	19,5	79		
		Furgg Theodul	12,64	10,2	81		
		Gorner	80,6	61,3	76	(en construction)	
		Z'mutt Stafel	35,2	19,4	55		
		Mischabel	57,7	39,8	69		
Val d'Herens		Ht d'Arolla	12,9	7,1	55		
		Ferpècle	34,3	21,9	64		

Le Rhône, à Porte du Scex, où il se jette dans le lac Léman, écoule l'eau de fusion de 845 km2 de glaciers, soit à peu près 500 km2 pour les Pennines et 345 km2 pour les Alpes Bernoises. Son débit est mesuré tout le long de son cours supérieur aux stations suivantes :

Rhône	Rhône	Gletsch	39	22	56	2719
Rhône	Rhône	Reckingen	233	51	19	2310
Rhône +Aletsch	Rhône	Brig	831	241	29	2350
Rhône + Pennines	Rhône	Sion	3349	693	21	2310
id.	Rhône	Branson	3728	711	19	2250
id.	Rhône	Porte du Scex	5220	845	16	2130

III. LE MASSIF DU MONT BLANC

S'il possède le plus haut sommet des Alpes (4807 m.), le massif du Mont Blanc n'est pas le plus étendu. Du col de Balme au col du Bonhomme, entre les latitudes 45°44' et 46°45', il a une longueur de 38 km, et sa largeur varie de 5 à 11 km entre les longitudes Est 6°44' et 7°08'. D'après R. BLANCHARD (1936-58) il s'étend sur 480 km2 environ, dont un tiers dépasse 3000 m. d'altitude. (fig.n°4)et carte)

Se succèdent du nord au sud les principaux glaciers suivants :

-Versant nord (Suisse)
- -glacier du Trient (7,2 km2)

-Versant ouest (France)
- -le Tour (8,29 km2)
- -Argentière (16,66 km2 en 1970)
- -Mer de Glace (38,73 km2)
- -Bossons (9,9 km2)
- Taconnaz (5,8 km2)
- -Bionnassay (4,57 km2)
- -Miage (1,22 km2)
- -Tré-la-Tête (8,97 km2)

-Versant Est (Suisse)
- Saleinaz (12,67 km2)
- l'A Neuve (8,21 km2)

-Versant Est (Italie)
- -Pré de Bar (3,46 km2)
- -Triolet (4,75 km2)
- -la Brenva (7,30 km2)
- -Brouillard et Freney (2,46 km2)
- -Miage (11,29 km2)
- -la Lée Blanche (3,54 km2)

La surface glaciaire totale, en comptant les petits glaciers de versants compris entre les grands appareils, est de 100 km2 sur le versant français, 30 km2 en Suisse, et 41 km2 en Italie, soit 170 km2 et 34 % de la surface totale du massif.

La liste des stations de mesures est établie dans le tableau suivant. Il est regrettable que la Station de Pré St Didier ait maintenant disparu des annuaires italiens depuis 1950 et que la Doire Baltée ne soit plus mesurée qu'à Aoste. Les eaux du glacier de Tré-la-Tête, détournées vers Roselend, sont mesurées et le débit naturel peut être reconstitué. L'émissaire des Bossons n'a jamais fait l'objet de mesures, ce que l'on peut déplorer sur ce glacier qui descend du Mont Blanc lui-même. L'Eau de Bérard sera considérée comme élément de comparaison, son régime étant nivo-glaciaire.

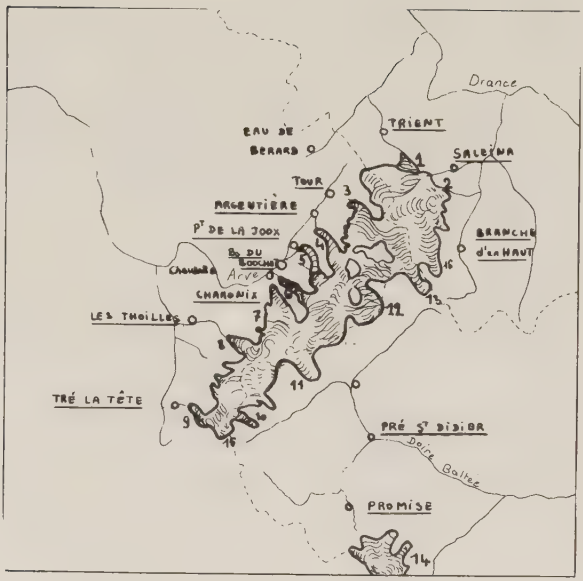


Fig. N° 4. Le massif du Mont Blanc

Glaciers	Stations de mesure
1. Trient	Trient
2. Saleinaz	Orsières de Saleinaz
3. Tour	Le Tour
4. Argentière	Argentière la Passerelle
5. Mer de Glace	Pont de la Joux
	Pont des Nants
	Bois du Bouchet
6. Bossons	
7. Taconnaz	
8. Bionnassay	Les Thoilles
9. Tré-la-Tête	La Laya
10. Miage	
11. Brenva	Pré Saint Didier
12. Triolet	
13. Pré-de-Bar	
14. Rutor	Promise
15. Lée Blanche	
16. A Neuve	Branche d'en Haut
	Pont du Buet (Eau de Bérard)

1 Glacier	2 Rivière	3 Station	4 S.B.V. km2	5 S.Gl. km2	6 %	7 Alt.moy.B.V. m.
Trient	Trient	Trient	29	8,9	34	2370
Saleina,Orny	Reuse	Orsières	24	12	50	2750
A Neuve	Dr.Ferret	Br.En Haut	66	8,2	12	2340
Tour	Tour	Tour	11,6	8,3	70	2794
Argentière	Arveyron d'Argentière	Argentière	31,6	16,66	52	2915
id.	id.	Rognon de Lognan	25	16	68	
Tour et Arg.	Arve	Pt la Joux	75	25,5	36	
id.	id.	Pt Nants	96	28	29	
Mer de Glace	Arveyron de Mer de Glace	B. Bouchet	78	38,73	50	2780
Bionnassay	Bionnassay	les Thoilles	18,7	4,57	24	2265
Tré-la-Tête	Tré-la-Tête	la Laya	20,9	8,97	42	2890
Mer de Glace, Tour et Arg.	Arve	Favrands	205	68	33	
id.+Bossons	id.	Chavants	258	(84)	(32)	
Bérard, Tré-les Eaux	Eau Bérard	Pt du Buet	21,6	1,8	8	2318
	Doire Baltée	Pré St Did.	219	41,8	19	2450

IV. LES ALPES GRAIES (VANOISE ET GRAND PARADIS)

Ce massif, qui n'a pas la belle unité des précédents, s'étend de la latitude nord 45°10' à 45°45', entre les longitudes Est 6°30' et 7°30'. (fig.N°5)

Sur le versant italien, les plus grands glaciers sont :

- -le Rutor (9,53 km2)
- -le Tribolazione (5,78 km2)
- -le Gliaretta-Vaudet (3,6 km2)

La surface glaciaire totale est la suivante :

-Val de la Thuile	14,94 km2
-Valgrisanche	14,65
-Val de Rhêmes	12,02
-Valsavaranche	10,32
-Val de Cogne	23,69
	75,67 km2

Sur le versant français, on trouve les glaciers suivants :

-Haute Isère (Tarentaise)

-Sources de l'Isère	2,56 km2
-Mont Pourri	9,48
-Balmes	3,01
-la Grande Motte	4,43
-Gébroulaz	4,20
-Chasseforêt	29,40
-Lépenaz	1,15

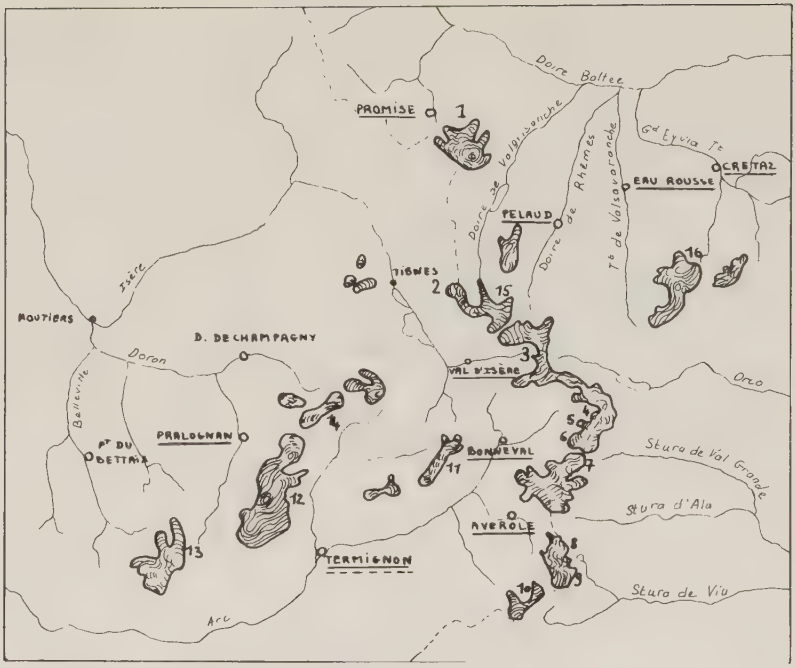


Fig.N°5. Les Alpes Graies : Vanoise et Grand Paradis

Glaciers	Stations de mesure
1.Rutor	Promise
2.Sassière	
3.Sources de l'Isère	Val d'Isère-Pont du Laisinant
4.Sources de l'Arc	Bonneval sur Arc
5. Mulinet	
6.Grand Méan	
7.Evettes	
8.Arnès	
9.Baounet	Avérole
10.Rochemelon	
11.Méan Martin	
12.Vanoise	
13.Gebroulaz	
14.Lepenaz	
15.Ghiaretta-Vaudet	Pelaud
16.Tribolazione	Eau-Rousse
	Cretaz
17. Grande Motte	Champagny

-Haut Arc (Maurienne)

-Chavière	9,82
-Evettes	3,4
-Mulinet	2,45
-Méan	4,66
-Sources de l'Arc	2,56
-Arnès	1,01

L'ensemble de toute la surface englacée de la Vanoise et du Grand Paradis serait d'environ 130 km2.

Le tableau suivant réunit quelques stations de mesures; les débits de beaucoup d'autres sont influencés par les nombreux et anciens aménagements de cette région.

1	2	3	4	5	6	7
Glacier	Rivière	Station	S.B.V. km2	S. Gl. km2	%	Alt.moy. m.
Rutor	Rutor	Promise	49,8	12,1	23	2616
Moncorvé	Savara	Eau Rousse	82	10,3	12	2710
Tribolazione	Gr Eyvia	Cretaz	179	23,7	13	2608
Sources Isère	Isère	Val d'Isère	46	7,6	17	2695
Sources Arc	Arc	Bonneval	81	24	29	2754
Arnès, BAounet	Avérole	Avérole	45	12	26	2900
Lépenaz, Gde Motte	Doron Ch.	Champagny	77	(12)	(16)	

V. LE PELVOUX

Le Pelvoux est le plus méridional des massifs glaciaires; il s'étend entre les latitudes Nord 44°49' et 45°10 et les longitudes Est 6°07' et 6°28'. Les principaux glaciers sont les suivants : (fig.n°6)

-Vallée de la Romanche :

-glaciers de la Meije : Rateau (1,59 km2)
Meije (2,30 km2)
Tabuchet (1,84 km2)

-Arsine (2,60 km2)
-de la Plate des Agneaux (4,69 km2)
-Mont de Lans et la Girose (10,54 km2)

-Vallée du Vénéon :

-la Selle (4,62 km2)
-la Plate (3,85 km2)
-le Chardon (3,48 km2)
-la Bonne Pierre (2,39 km2)
-les Etages
-les Etançons

-Vallée de la Gyronde :

-Glacier Blanc (7,70 km2)
-Glacier Noir (5,95 km2)
-le Sélé (2,18 km2)

La surface totale des glaciers du Pelvoux est d'environ 92 km2.

Au nord-ouest du Pelvoux, la chaine des Grandes Rousses possède deux glaciers qui font l'objet d'études glaciologiques suivies, bien que sans émissaire jaugé régulièrement:

-glacier de Saint Sorlin (3,50 km2)
-glacier de Sarennes (0,759 km2)
-glacier des Rousses

Ce très beau massif glaciaire du Pelvoux est de peu de secours pour l'étude du régime glaciaire ; les débits des rivières sont très influencés par de nombreux aménagements. Il reste les suivants:

1 glacier	2 rivière	3 station	4 S.B.V. km2	5 S.Gl. km2	6 %
Arsine et Agneaux	Romanche	Plan de l'Alpe	43	(7)	(15)
Pilatte,Chardon et Etançons	Vénéon	Les Etages	103	(15)	(15)
La Selle	Diable	StChristophe	27	4,6	17
Meije Rateau	Abéous	LA Grave	10	3,89	38

+

\+ +

En conclusion, on peut tenter de chiffrer approximativement les surfaces glaciaires de l'arc alpin :

Alpes Bernoises	:	613 km2
Pennines	:	580
Mont Blanc	:	172
Alpes Graies	:	208
Pelvoux	:	92
		1665 km2

Ces surfaces englacées s'écoulent par un grand nombre de rivières glaciaires, dont les débits sont mesurés dans près de 60 stations et qui offrent un bel échantillonage comme base d'étude du régime glaciaire.

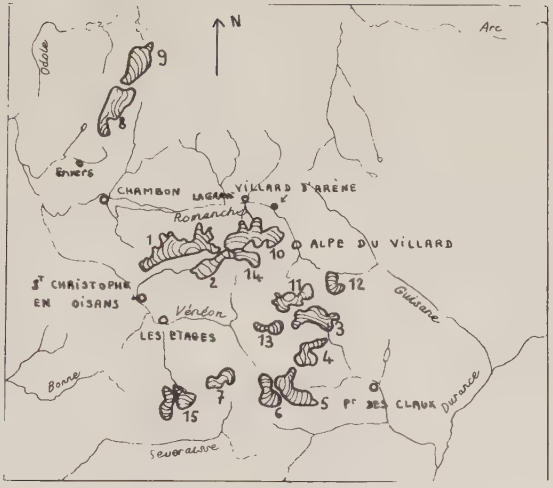


Fig.N° 6. Le massif du Pelvoux.

Glaciers	Stations de mesure
1. Mont de Lans	
2. La Selle	St Christophe en Oisans
3. Blanc	
4. Noir	
5. Sélé	
6. Pilatte	Les Etages
7. Chardon	
8. Sarennes	Les Envers
9. Saint Sorlin	
10. La Meije	La Grave
11. Arsine	Plan de l'Alpe du Villard
12. Plate des Agneaux	
13. Bonne Pierre	
14. Etançons	
15. Etages	

CHAPITRE II

LES FACTEURS TOPOGRAPHIQUES

Le relief exerce une influence déterminante sur la formation des glaciers, mais nous ne considéreronsici que les quelques traits de la topographie qui en sont le plus directement responsables.

C'est avant tout l'altitude, qu'on la considère en elle-même dans ses valeurs extrêmes ou dans ses moyennes, ou dans la distribution des surfaces. C'est aussi la pente des versants et des glaciers, qui règle la vitesse de déplacement de la glace et de la neige, depuis les mouvements lents jusqu'aux avalanches brutales. C'est l'orientation et l'exposition des versants au soleil et aux vents qui conditionnent l'accumulation et la fusion. Enfin nous verrons que le taux d'englacement des bassins des cours d'eau glaciaires permet un premier classement de ces cours d'eau, qui sera plus tard précisé par l'étude de leur régime.

I. L'ALTITUDE

On comprend les modifications surprenantes qu'apporte l'altitude dans une région, quand l'on sait que la moitié de l'atmosphère est confinée dans les basses couches, et pratiquement au dessous de 5.500 m. Une perturbation atmosphérique dont le diamètre peut atteindre 1000 ou 1500 km ne dépasse guére 10 à 12 km. d'épaisseur. Les grands massifs alpins atteignent la moitié de cette épaisseur : ils constituent un obstacle réel aux déplacements des

masses d'air. Tous les traits du climat sont modifiés : les températures décroissent avec l'altitude et avec elles l'évaporation, les précipitations augmentent, au moins jusqu'à un certain niveau, et se produisent le plus souvent sous forme de neige, l'écoulement s'arrête, pris par le gel; la force du vent s'accroit considérablement. On a pu à bon droit parler de la dictature de l'altitude.

A. - Lignes de crêtes et hautes surfaces :

Il ne semble pas néanmoins que l'altitude desplus hauts sommets ait une importance décisive sur l'existence des glaciers : les Alpes Bernoises ne dépassent pas 4273 m. (Finsteraarhorn) et ce massif a l'appareil le plus étendu (glacier d'Aletsch : 136 km2); le massif du Mont Blanc, malgré ses 4807 m. ne peut rivaliser avec lui (Mer de Glace : 38 km2).

Ce qui importe davantage est l'existence de hautes surfaces à l'altitude où les précipitations sous forme solide l'emportent sur la fusion estivale, c'est-à-dire approximativement au dessus de 3000 m. dans notre région. La courbe de niveau 3000 entoure la zone où les glaciers peuvent prendre naissance. Leurs zones basses, ou langues glaciaires, franchissent cette limite et descendent parfois jusqu'à 2000 m. (1200 m. au glacier des Bossons), mais il est rare de trouver un glacier dont la totalité s'étende au-dessous de 3000 m. Cela peut survenir pour de petits glaciers de cirque sur des faces nord bien arrosées, mais ce sont plutôt des névés permanents, menacés de disparition en cas de saison anormalement chaude. Ce sont des cas-limites. Par ailleurs, si un sommet dépasse cette altitude, il doit présenter au moins un glacier du côté exposé au vent dominant.

Considérons de plus près dans les cinq massifs glaciaires de l'arc alpin, la répartition des surfaces supérieures à 3000 m. ainsi que le dessin des lignes de crêtes :

Les Alpes Bernoises . Les surfaces supérieures à 3000 m. forment un grand quadrilatère de 65 km. de long et de 15 km. de large, coupé par la haute vallée de l'Aar, la vallée glaciaire d'Aletsch et celle de la Lonza. Trois lignes de crêtes s'élèvent progressivement du S.W. au N.E. La ligne du nord culmine au Blumlisalp (3629 m.) Au centre, on trouve les Diablerets (3246 m.), le Wildstrubel (3265 m.), le Breithorn (3779 m.), la Jungfrau (4158 m.), le Monch (4105 m.) et l'Eiger (3974 m.). Sur la ligne méridionale se trouvent les plus hauts sommets, l'Aletschhorn (4187 m.), le Finsteraarhorn (4274 m.) et le Schreckhorn (4077 m.). Entre ces lignes de crêtes, s'étagent de hautes surfaces très vastes, qui donnent naissance au glacier d'Aletsch,

qui draine tout le centre, et au magnifique ensemble des glaciers de l'Aar à l'est. Pour le seul bassin de la Massa (glacier d'Aletsch) c'est une surface de 100 km2 qui dépasse 3000 m. d'altitude.

Les Pennines . Dans le massif du Mont Rose, la surface supérieure à 3000 m. est un vaste triangle dont le sommet est le Mont Rose (4634 m.). Un des côtés du triangle se dirige vers le nord sur 35 km. environ (Alphubel 4200 m.), Täschhorn (4490 m.) et Dom (4545 m.); l'autre côté se dirige vers l'ouest, sur 65 km., jalonné par le Lyskamm (4538 m.) le Weisshorn (4512 m.) le Cervin (4477 m.), la Dent Blanche (4356 m.), la Dent d'Hérens (4180 m.) la Pigne d'Arolla (3801 m.) et le Grand Combin (4317 m.). Ce vaste ensemble est plus compartimenté que le précédent et donne naissance à un grand nombre de glaciers de moindre envergure. Son centre est évidé par les vallées des deux Visp et des affluents du Rhône. Son plus grand glacier, le Gorner, possède 50 km2 au dessus de 3000 m.

Le massif du Mont Blanc. Dans ce massif, la courbe du niveau 3000 délimite une zone beaucoup plus petite que dans les précédents : 90 km2 sur le versant français que se partagent les bassins de la Mer de Glace (32,4 km2), des Bossons (12,8 km2), d'Argentière (12,6 km2), du Tour (4,4 km2) et de Bionnassay (3,9 km2). C'est un quadrilatère de 35 km de longueur ; sa plus grande largeur atteint 8 km. mais est réduite à 4,5 km entre les Grands Mulets et la Brenva, à moins de 2 km au col du Géant, à 0,5 km au col du Miage, à l'ouest des Jorasses et au Dolent. C'est donc un massif beaucoup plus articulé, rongé par les cirques. Dans cette chaine étroite, une seule ligne de crête se dirige du sud au nord, de l'Aiguille des Glaciers (3816 m.) à l'Aiguille de Bionnassay (4051 m.). Puis elle s'infléchit vers le nord-est, là où la poussée orogénique est le plus puissante et où se dresse le Mont Blanc (4807 m.) dont les voisins ne sont que des contreforts : Dôme du Gouter (4304m), Mont Blanc de Courmayeur (4748m.), Mont Blanc du Tacul (4248 m.). L'impression d'isolement de ce puissant sommet émergeant de la mer de nuages est frappante pour qui le voit d'avion. Le Mont Blanc, repère solitaire pour les avions de ligne, domine de 600 à 800 m. tous les autres sommets de la chaine.

Au Mont Maudit (4465 m.) la ligne de crête forme une fourche : une branche se dirige vers le nord avec l'Aiguille du Midi (3942 m.), le Dru (3754 m.) et l'Aiguille Verte (4102 m.) L'autre branche, orientale, suivie par la frontière, supporte l'Aiguille du Géant (4013 m.), les Jorasses (4208 m.), le Dolent (3823 m.) l'Aiguille d'Argentière (3900 m.) et finit à l'Aiguille du Tour (3544 m.). Entre les deux bras de cette fourche, s'étendent de hautes surfaces et les cirques les plus vastes de la chaine, dont les champs de névés alimentent la Mer de Glace. La topographie est donc responsable de

l'existence d'un vaste appareil de type complexe, formé par la confluence de plusieurs bras : Talèfre, Tacul, Leschaux, Géant.

L'ensemble Vanoise-Grand Paradis est plus morcelé que les précédents. Sa ligne de crête frontalière dépasse 3000 m. sur une longueur de 60 km. environ, du Petit Saint Bernard au Mont Cenis, mais sur une largeur très faible: elle est jalonnée par le Rutor (3486 m.) la Grande Sassière (3748 m.) et Levanna (3616 m.). Deux massifs flanquent cette ligne : à l'est le Grand Paradis (4061 m.) où les altitudes supérieures à 3000 m. forment un triangle de 20 km sur 20 km, mais évidé largement en son centre par le val de Cognes. A l'ouest, largement entaillées par le Haut Arc et la Haute Isère, les surfaces supérieures à 3000 m. sont émiettées en plusieurs groupes, la Grande Casse (3852 m.), la Dent Parrachée (3684 m.) et Péclet-Polset (3566 m.)

Avec le Pelvoux, on retrouve un massif d'un seul tenant, mais profondément creusé par les vallées du Vénéon et de la Gyronde. Plus de 90 km2 de surfaces dépassent 3000 m. Une belle ligne de crête va du sud au nord, des Bans (3659 m.) à Ailefroide (3953 m.) et les Ecrins (4102 m.) jusqu'à la Meije (3983 m.). Des promontoires s'en détachent qui y relient vers l'est le Pelvoux (3946 m.) , vers le nord le Pic de la Grave (3669 m.) et au sud l'Olan (3560 m.). Les hautes surfaces, étendues mais réparties en de nombreux bassins, n'ont pas permis la formation de grands appareils glaciaires.

La courbe de niveau de 4000 m.

Cette courbe ne délimite des surfaces de quelque importance que dans les deux massifs du Mont Rose et du Mont Blanc.

Le massif du Mont Rose comporte 12 km2 au-dessus de 4000 m., autour de la Pointe Dufour et du Lyskamm, et 3 km2 au nord autour du Dom et du Täschhorn. Sur ce total de 15 km2, 6 km2 environ appartiennent au bassin du glacier du Gorner.

La chaine du Mont Blanc possède un triangle de 8 km2 qui englobe le Dôme du Gouter, le Mont Blanc, le Mont Maudit et le Mont Blanc du Tacul. De cette surface, 4,47 km2 appartiennent au bassin des Bossons, 0,37 km2 à Bionnassay et 0,4 km2 à la Mer de Glace.

Les deux massifs méridionaux, Alpes Graies et Pelvoux, n'ont que quelques sommets isolés qui dépassent 4000 m. De même les Alpes Bernoises n'ont que de faibles surfaces aussi hautes autour du Finsteraarhorn; dans le bassin de la Massa, seuls 0,4 km2 dépassent 4000 m.

On peut donc dire en conclusion que ce qui importe pour la formation des glaciers, c'est l'étendue continue de hautes surfaces au-dessus de la

ligne des névés, qui permet une abondante alimentation en neige. Les trois plus grands glaciers, Aletsch, Gorner et Mer de Glace, prennent naissance dans les hauts champs de neige les plus vastes de l'arc alpin.

Si ces hautes surfaces manquent, un glacier risque de ne pouvoir se maintenir : ainsi le glacier français du Miage, en voie de disparition, ou le désert de Pierre Ronde, totalement désenglacé, témoignent de la difficulté de survivre qu'éprouve un glacier s'il l'a pas une zone d'accumulation suffisamment étendue.

Il parait donc important de connaitre avec plus de précision la distribution des surfaces des glaciers et de leurs bassins versants selon l'altitude.

B. Distribution des surfaces glaciaires selon l'altitude

La cartographie des glaciers est un travail délicat (1); déterminer la distribution des surfaces par tranches d'altitude l'est davantage: un résultat précis exige une échelle d'1/10.000ème.

L'interprétation d'une carte, même excellente est malaisée. En amont la limite du glacier est bien fixée par la rimaye, qui marque l'endroit où le glacier commence à se détacher de la paroi rocheuse; mais la rimaye n'est pas continue. Lorsque le glacier se sépare en deux branches et s'écoule sur deux versants différents, il est difficile de fixer en amont la limite des deux courants : ceci nous a amené à mesurer ensemble les deux glaciers des Bossons et de Taconnaz, mal séparés sur les flancs du Dôme du Gouter. En aval, la limite du glacier est difficile à discerner sous la moraine, au front et sur les bords. Enfin les surfaces d'un glacier varient dans le temps, et si l'on veut comparer des glaciers, il est recommandé que les documents datent d'époques aussi proches que possible.

Ces difficultés expliquent que la planimétrie des glaciers ait été tardivement établie et ne le soit pas encore pour tous. Le Service des Forces Hydrauliques (France) l'avait annoncée mais ne l'a jamais fait paraitre. A.COUTAGNE (1954) a tenté d'établir celle des glaciers du Mont Blanc d'après les cartes au 1/60.000ème de VALLOT. En 1964, l'Institut Géographique National a fait paraitre son "Etude photogrammétrique des glaciers du massif du Mont Blanc", d'après la couverture photographique aérienne de l'été 1958. Ce travail remarquable, refait à intervalles réguliers, permettrait d'apprécier l'évolution de ces glaciers. La restitution a été faite à

(1) Voir en fin de volume, en tête de la bibliographie, la liste des cartes topographiques générales qui intéressent les bassins glaciaires.

l'échelle du 1/10.000ème, l'équidistance des courbes est de 10 m.

Malheureusement le glacier d'Argentière manque. Deplus, on a bien calculé la répartition de la surface des glaciers par tranches d'altitude, mais au lieu de choisir la même tranche pour tous (100 m. se prête le mieux aux calculs ultérieurs), on a pris des tranches d'altitude égales au dixième de la dénivelée de chaque glacier, donc différentes entre elles ; et ceci pour classer les glaciers selon la méthode d'AHLMANN. Les tranches sont de 360 m. pour les Bossons, de 170 m. pour le Tour etc... Les services d'Electricité de France (Direction de l'équipement) ont bien voulu reprendre ce travail et à l'aide des mêmes stéréominutes ils ont établi la planimétrie de ces mêmes glaciers par tranches d'altitude de 100 m.

La planimétrie du glacier d'Argentière a été établie par les soins de R.VIVIAN, plus tard, d'après la restitution photographique de 1967, avec les données nouvelles de la restitution de 1970. C'est donc l'état de 1970 que nous avons pour ce glacier. Enfin, les fiches des glaciers français, établies par R.VIVIAN et publiées dans la Revue de Géographie alpine depuis 1967 donnent les planimétries des autres appareils glaciaires les plus importants.

En Suisse, les planimétries des glaciers d'Aletsch et de Gorner ont été obligeamment mises à notre disposition ainsi que celles du Trient et de Saleinaz. (Voir tableaux I et II)

Outre la planimétrie des glaciers, celle des bassins versants est nécessaire pour calculer l'alimentation par tranches d'altitudes. Elle a été établie également par Electricité de France par tranches de 200 m. pour ces mêmes glaciers. P.KASSER nous a communiqué celle du bassin d'Aletsch et C. MALASSIGNE celle du Trient (1969). (Tableau III et fig.n°7)

En résumé, nous n'avons donc à notre disposition les planimétries, et des glaciers et des surfaces réceptrices, que pour les glaciers suivants :

-le Tour
-Argentière
-la Mer de Glace
l'ensemble Bossons-Taconnaz
-Bionnassay
-le Trient
-le glacier d'Aletsch
-les petits glaciers de l'Eau de Bérard

L'émissaire des Bossons Taconnaz n'a pas de station de mesure. D'autre part le glacier d'Aletsch n'est pas soumis aux mêmes influences climatiques que le massif du Mont Blanc; nous verrons qu'un été sec dans la Haute Arve peut ne pas l'être dans les Alpes Bernoises.

Seuls donc 5 cours d'eau glaciaires de la Haute Arve et de l'Eau Noire, ainsi qu'une rivière de comparaison, l'Eau de Bérard, plus nivale que glaciaire, pourront être étudiés avec plus de détails; particulièrement, seuls ils pourront faire l'objet d'une recherche d'analyse des débits. Toutes les autres apporteront d'utiles points de comparaison dans les études plus générales.

PLANIMETRIE DES GLACIERS DU MASSIF DU MONT BLANC km2

Altitude	1	2	3	4	5	6	7	8	9
4700-4800			0.200						
4600-4700			0.200						
4500-4600			0.200						
4400-4500			0.300						
4300-4400			0.500						
4200-4300			0.580						
4100-4200	0.004		1.00	0.100					
4000-4100	0.012		1.100	0.101					
3900-4000	0.020		0.850	0.150					
3800-3900	0.032	0.046	0.800	0.194			0.03		
3700-3800	0.1	0.09	0.680	0.189			0.158		
3600-3700	0.216	0.41	0.600	0.193					
3500-3600	0.324	1.51	0.800	0.190	0.100		0.260		
3400-3500	0.780	2.659	0.900	0.159	0.300	0.36		0.41	
3300-3400	0.952	3.848	0.582	0.136	0.700		0.362	0.83	
3200-3300	1.028	3.341	0.482	0.175	1.200	1.48	0.978	1.23	
3100-3200	1.232	3.476	0.504	0.338	0.743	1.47	2.110	0.85	
3000-3100	2.008	3.394	0.481	0.531	0.784	1.48	2.304	0.88	
2900-3000	2.380	3.461	0.511	0.475	1.222	0.68	2.050	0.92	
2800-2900	1.760	2.856	0.580	0.341	0.949	0.44	1.9	0.85	
2700-2800	2.020	2.779	0.579	0.123	0.944	0.33	1.174	0.43	0.12
2600-2700	1.260	2.171	0.615	0.128	0.496	0.28	0.508	0.56	0.35
2500-2600	0.884	0.778	0.619	0.116	0.309	0.21	0.230	0.57	0.51
2400-2500	0.500	0.904	0.380	0.146	0.244	0.13	0.128	1.10	0.44
2300-2400	0.376	0.788	0.326	0.135	0.116	0.10	0.074	0.16	0.26
2200-2300	0.092	1.659	0.264	0.098	0.093	0.091	0.120	0.19	0.12
2100-2200	0.060	1.81	0.201	0.228		0.074	0.090		
2000-2100	0.068	0.914	0.137	0.105		0.057	0.110		
1900-2000	0.120	0.716	0.130	0.086		0.028	0.042		
1800-1900	0.240	0.53	0.162	0.1		0.019	0.034		
1700-1800	0.112	0.338	0.204	0.035			0.014		
1600-1700	0.072	0.18	0.086						
1500-1600	0.008	0.078	0.048						
1400-1500			0.043						
1300-1400			0.039						
1200-1300			0.022						
	16,66	38.73	15.70	4.57	8.29	7.23	12.67	8.98	1.8

1. Glacier d'Argentière
2. Mer de Glace, y compris Talèfre.
3. Les deux glaciers de Bossons et de Taconnaz
4. Glacier de Bionnassay
5. Glacier du Tour
6. Glacier du Trient
7. Glacier de Saleinaz avec Orny
8. Glacier de Tré-la-Tête
9. Glaciers du bassin de l'Eau de Bérard (Bérard, Tré-les Eaux...)

TABLEAU N° 1.

PLANIMETRIE DES GLACIERS D'ALETSCH ET DU GORNER km2

Altitudes	Gorner	Aletsch
4400-4600	0,63	
4200-4400	1,96	
4000-4200	3,18	0,205
3800-4000	4,21	1,344
3600-3800	6,98	8,759
3400-3600	9,23	19,729
3200-3400	9,64	22,726
3000-3200	9,26	24,187
2800-3000	9,88	20,746
2600-2800	14,69	14,033
2400-2600	3,65	11,291
2200-2400	0,34	7,310
2000-2200	0,54	3,499
1800-2000	0,01	1,564
1600-1800		0,451
1400-1600		0,030
	74,2	135,87

SURFACES CUMULEES DES GLACIERS

Inf.à	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1800	0.01			0.19	0.59	0.44	0.03		0.48
2000	0.09	0.05		0.55	1.84	0.73	0.22	0.01	2.04
2200	0.29	0.18		0.68	4.56	1.07	0.55	0.55	5.54
2400	0.48	0.37	0.21	1.15	7.01	1.66	0.78	0.89	12.85
2600	0.83	0.72	0.76	2.53	8.69	2.66	1.04	4.54	24.14
2800	2.52	1.32	2.20	5.81	13.64	3.85	1.3	19.23	38.17
3000	6.47	2.44	4.37	9.95	19.96	4.94	2.11	29.11	58.92
3200	10.88	5.39	5.90	13.19	26.83	5.93	2.98	38.37	83.11
3400	12.22	6.87	7.80	15.17	34.02	6.99	3.29	48.01	105.83
3600	12.48	7.23	8.20	16.27	38.19	8.69	3.64	57.24	125.56
3800	12.64		8.29	16.59	38.69	9.97	4.02	64.22	134.32
4000	12.67			16.64	38.73	11.62	4.37	68.43	135.66
4200				16.66		13.72	4.57	71.61	135.87
4400						14.80		73.57	
4600						15.30		74.20	
4800						15.70			

1. Saleinaz
2. Trient
3. Tour
4. Argentière
5. Mer de Glace
6. Bossons-Taconnaz
7. Bionnassay
8. Gorner
9. Aletsch

TABLEAU N° 2

PLANIMETRIE DES BASSINS VERSANTS DE QUELQUES GLACIERS

en km2

Altitudes	1	2	3	4	5	6	7	8
4600/4800				0.42				
4400/4600				0.50				
4200/4400				1.20	0.17			
4000/4200		0.3	0.4	2.35	0.20	0.40		
3800/4000		0.5	1	2.08	0.35	2.67		
3600/3800	0.15	1.2	3	1.41	0.50	11.78		
3400/3600	0.6	2	6	1.87	0.66	25.52		
3200/3400	1.6	3.72	11.9	1.49	0.76	29.55		5.09
3000/3200	2.08	4.95	10.1	1.47	1.27	30.04	0.16	
2800/3000	2.29	6	8.77	1.44	1.23	30.62	1.05	3.16
2600/2800	1.47	5.34	5.3	1.49	1.04	25.09	3.02	
2400/2600	0.90	3.05	6.54	1.37	1.07	20	5.37	3.28
2200/2400	0.85	1.57	7.56	1.26	0.94	13.66	4.77	3.
2000/2200	0.62	1.02	9.97	1.12	1.79	3.32	3.05	3.15
1800/2000	0.48	0.99	2.88	1.03	1.87	5.31	2.19	2.4
1600/1800	0.56	0.47	1.57	1.19	2.44	3.11	1.37	2.53
1400/1600		0.16	1.03	1.22	2.89	1.71	0.41	2.08
1200/1400		0.33	0.85	1.25	1.35	1.31		1.8
1000/1200			1.13		0.22	0.35		0.2
800/1000						0.31		
600/ 800						0.24		
	11.6	31.6	78	24.16	18.75	205	21.4	26.7

1. Le Tour
2. Argentière
3. Mer de Glace
4. Bossons-Taconnaz
5. Bionnassay
6. Aletsch
7. Eau de Bérard
8. Trient

TABLEAU N° 3

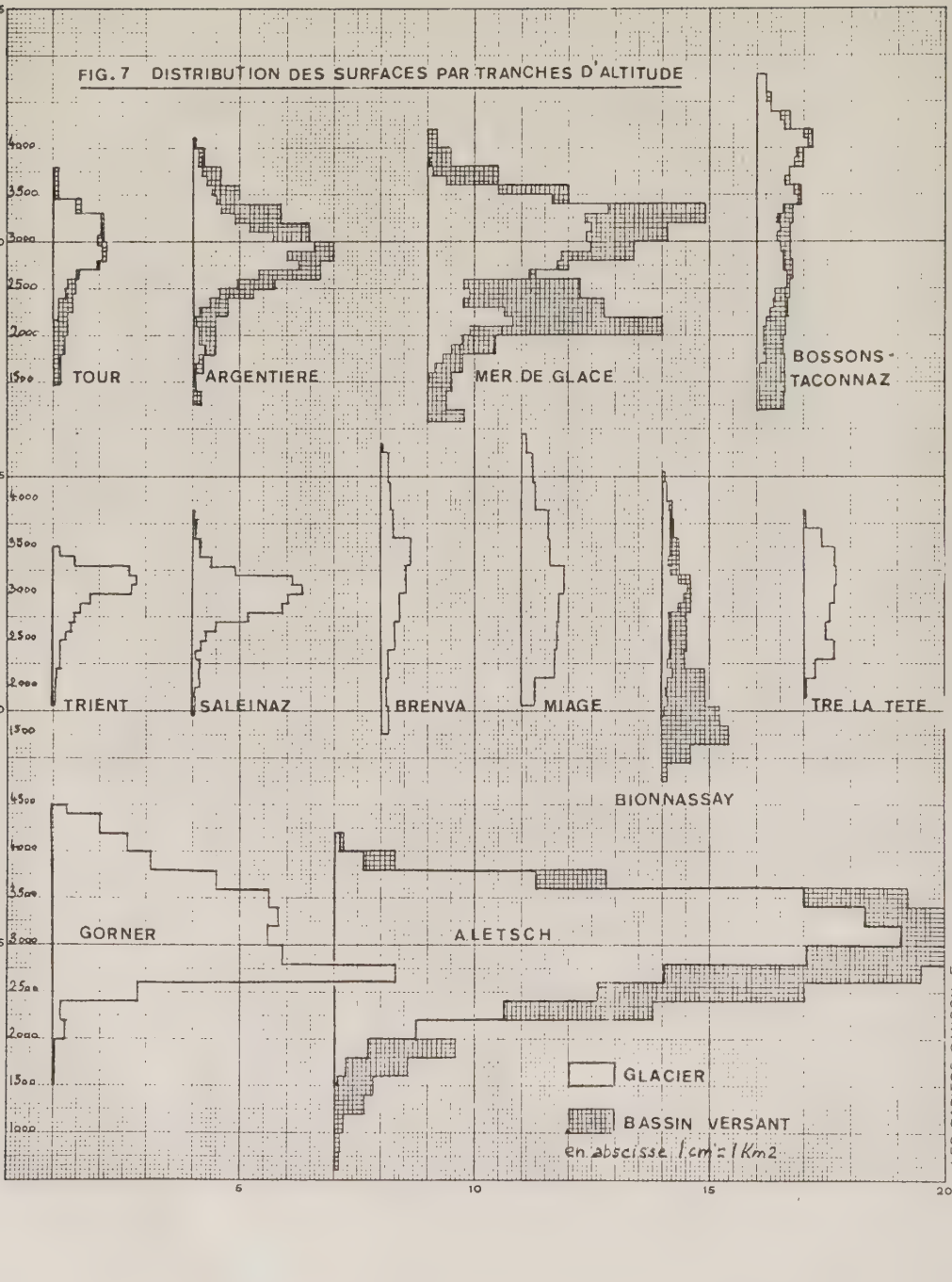


FIG. 7 DISTRIBUTION DES SURFACES PAR TRANCHES D'ALTITUDE
TOUR
ARGENTIERE
MER DE GLACE
BOSSONS - TACONNAZ
TRIENT
SALEINAZ
BRENVA
MIAGE
TRE LA TETE
BIONNASSAY
GORNER
ALETSCH
GLACIER
BASSIN VERSANT
en abscisse 1 cm = 1 Km2
LES PAPIERS CANSON France

C. L'altitude des fronts des glaciers

Les tableaux précédents permettent de faire les observations suivantes : l'altitude la plus basse atteinte par le glacier nous intéresse d'autant plus qu'elle est dans la plupart des cas le lieu d'émergence des cours d'eau glaciaires, leur source visible. Cette altitude est très variable : nous avons les chiffres suivants pour les dates les plus récentes :

Saleinaz	1744 m. :	Rutor	2523 m :	Sarennes	2800 m.
Trient	1797	Tribolazione	2673	Saint Sorlin	2630
Tour	2100	Lys	2370	Mulinet	2900
Arg entière	1490	Gorner	2051	La Selle	2900
Mer de Glace	1480	Aletsch	1496	Chardon	2200
Bossons	1240	Rhône	2123	Lépenaz	2400
Bionnassay	1730	Oberaar	2290	Agneaux	2149
Pré de Bar	2063	Unteraar	2002		
Triolet	2008				
Brenva	1379				

CH.-P.PEGUY (1947) a constaté que, dans des conditions identiques d'exposition et de pente de la langue, un glacier descend d'autant plus bas que les cimes sont élevées et la zone d'accumulation étendue. En effet les fronts les plus bas sont ceux des Bossons et de la Brenva, dont les champs de névés recouvrent le Mont Blanc lui-même. Sarennes dont le front est à 2800 m. ne dépasse pas 3200 m. dans ses parties hautes. Déjà se dessine un équilibre glaciaire que l'altitude moyenne mettra davantage en lumière.

D'un point de vue pratique, l'importance de l'altitude des fronts est grande, car elle facilite ou entrave l'étude des débits des émissaires. Le gel trop long l'hiver interdit l'établissement de stations limnimétriques au delà de 2000 m. La plus haute station française est Avérole à 1950 m. et elle est difficilement accessible l'hiver. Les stations plus hautes ne fonctionnent que l'été. Le plus grand nombre de stations se trouve entre 1000 et 1500 m. d'altitude, les influences nivales s'accentuent et le régime glaciaire perd de sa pureté. Les deux stations les plus proches du front du glacier sont la Passerelle à Argentière, à 1400 m. d'altitude et à 80 m. du front, et Blatten bei Naters, sur la Massa, à 1448 m. d'altitude et à 50 m. du front du glacier d'Aletsch. Ces deux stations, précieuses à plus d'un titre, enregistrent les mouvements les plus fugitifs de leurs rivières.

D. L'altitude moyenne des glaciers

On a parfois critiqué l'intérêt porté à l'altitude moyenne des massifs ou des bassins versants ; celle des glaciers a peut-être plus de signification : par leur nature même et leur mobilité, ils ont de grandes possibilités d'adaptation que peut enregistrer l'altitude moyenne.

A l'aide des planimétries établies précédemment, il est aisé de calculer l'altitude moyenne des glaciers : il s'agit de l'altitude moyenne vraie et non pas de la moyenne arithmétique ou de la médiane. On la calcule en effectuant le produit de l'altitude moyenne de chaque tranche par le pourcentage de sa surface et en additionnant le résultat de ces produits.

Outreles glaciers dont la planimétrie a été établie plus haut, on a trouvé celles d'autres glaciers, tels que les glaciers du versant italien du Mont Blanc (L.GHERARDELLI 1931) et les glaciers français dont les Fiches sont publiées dans la Revue de géographie alpine. (VIVIAN, 1967-72). La distribution des surfaces de Sarennes et de Saint Sorlin a été calculée par le Service des Eaux et Forêts. R.BOISSEAU (1964) a calculé celles de plusieurs glaciers de Maurienne, de l'Oetztal (Autriche) , des Olympic Mountains (U.S.A.) et de l'Alatau (U.R.S.S.). Les altitudes moyennes ainsi calculées sont reportées dans le tableau suivant n°4.

1°/ Altitude moyenne et zone d'équilibre

Une première constatation s'impose et n'est qu'une confirmation , car cela n'est pas nouveau : l'altitude moyenne des glaciers est très uniforme dans une région donnée et ne varie que dans les limites de la ligne des névés; ou zone de bilan spécifique nul. Dans le massif du Mont Blanc, de la Vanoise, des Alpes Berrnoises, du Pelvoux, de l'Oetztal, la ligne des névés varie selon les années entre 2800 m. et 3200 m. Le travail de R. BOISSEAU le confirme pour un tout autre climat. L'altitude moyenne de quatre glaciers des Olympic mountains varie entre 1822 et 2052 m. Or la ligne des névés du South Cascade Glacier se trouvait en 1958 à 2050 m. et en 1959 à 1860 m.(MEIER 1965). De même, dans la chaine des Tuyuksu, les altitudes moyennes s'étagent de 3697 m. à 3792 m. et la ligne des névés s'y trouve en moyenne à 3678 m. (PALGOV 1962).

Toutes ces observations concordent et il y a certainement une corrélation entre les deux phénomènes. Cela parait assez logique : la zone de bilan spécifique nul est une zone d'équilibre entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation ; or c'est par sa surface que le glacier reçoit son alimentation en précipitations neigeuses; c'est aussi pour une très large part par sa surface qu'il perd de sa substance par la fusion. Il est donc normal

ALTITUDES MOYENNES DES GLACIERS EN M.

Massifs	Versants nord et ouest — Glacier	Alt.	Versants sud et est — Glacier	Alt.
Alpes Bernoises			Aletsch	2945
Pennines	Gries	2850	Lys	3028
	Gorner	3210	Valtournanche	3085
	Zmutt	3013		
Mont Blanc	Saleinaz	2970	Triolet	2910
	Tour	2960	Lée Blanche	3069
	Trient	3001	Miage	3117
	Argentière	2915	Brenva	3137
	Mer de Glace	2898		
	Tré-la-Tête	2870		
	Bionnassay	3031		
	Bossons-Taconnaz	3397		
Alpes Graies	Lépenaz	2852	Grande Motte	3034
	Evettes	2942	Grand Méan Sud	3092
	Sources de l'Arc	2988		
	Grand Méan nord	3010		
	Mulinet	3010		
Pelvoux et Gdes Rousses	St Sorlin	2892	Sarennes	2999
	Bonne Pierre	2841	Noir	2754
	Pilatte	2893	Sélé	3011
	Chardon	2894	Blanc	3153
	la Selle	2905	Séguret d'Avant	3099
	Rateau	2911	Séguret Foran	3147
	Tabuchet	3207		
	Mont de Lans et la Girose	3139		
	Les Rousses	2940		
Oetztal	Langtaler	2920	Kesselwand	3135
	Gurgler	2875		
	Hintereis	2981		
	Hochjoch	2983		

Tableau n° 4.

qu'il y ait un équilibre entre les surfaces des deux zones. S'il y a équilibre cela veut dire que le glacier s'étend d'autant plus bas qu'il prend naissance plus haut, et c'est en effet ce que l'on observe sur les schémas.

Ceci nous amène à voir dans un glacier une masse réagissant aux facteurs climatiques par de lents gonflements ou affaissements de part et d'autre d'une zone moyenne, en vue de rétablir son équilibre. Si par un été chaud le glacier perd par fusion une portion importante de sa langue, il doit perdre ensuite par affaissement ou translation vers l'aval une partie correspondante en zone d'accumulation, partie qui peut être plus importante que celle que la seule fusion aurait pu fournir. Ceci pourrait expliquer les fortes pertes de volume subies entre 1939 et 1952 par les parties hautes de la Mer de Glace, en général soustraites à la fusion. (Voir chapitre VII).

A l'inverse, en année froide et humide, la neige s'accumule sur les champs de névés, la pression croit ; cette forte poussée de l'amont n'attend pas longtemps pour se faire sentir à l'aval, car il y a une transmission de l'onde de poussée (SHUMSKYI 1955, O.SCHIMPP 1958) dont la vitesse peut atteindre 50 à 70 m. par jour. Quelques mois suffisent pour que l'onde atteigne le bas du glacier. L'effondrement du niveau du glacier du Tacul, observé par L.LLIBOUTRY, M.VALLON et R.VIVET(1962) à la base des séracs du Géant, n'est peut-être qu'une phase de ces mouvements d'ajustement après l'année chaude 1959, comme tant d'autres glaciers qui reculent soudain ou se mettent à "galoper".

Pa souci de précision, il faut remarquer avec P.KASSER (1954) que l'altitude moyenne des glaciers parait être le plus souvent un peu plus élevée que la ligne d'équilibre, d'une centaine de mètres au plus. Comment expliquer ce décalage ? La zone d'équilibre ne serait pas seulement une zone où fusion et alimentation sont en équilibre, ni seulement celle où les surfaces sont en équilibre, mais celle où sa masse même, son volume tout entier serait en équilibre. Ce qu'on commence à savoir sur l'épaisseur des glaciers donne à penser que le maximum de profondeur se trouve bien à la hauteur de la ligne d'équilibre. Ce serait donc là que se trouverait son centre de gravité, au sein du glacier et non en surface, et donc un peu plus bas que l'altitude moyenne calculée d'après les surfaces.

2°/ Altitude moyenne et variations du climat.

Puisque l'altitude moyenne d'un glacier semble bien régie par des facteurs climatiques, comment va-t-elle évoluer en cas de changement de climat ? Selon le type de glacier, on peut envisager deux sortes de réactions devant un réchauffement de l'atmosphère, tel que celui de la première moitié de ce siècle.

-le glacier de type évacuateur va perdre une partie de sa langue par fusion; la translation de glace vers l'aval sera insuffisante pour rétablir l'équilibre, son altitude moyenne va croitre et suivre la montée de la zone d'équilibre: ainsi le glacier de St Sorlin (Gdes Rousses) a une altitude moyenne de 2887 m. en 1905 et de 2908 m. en 1953 (C.-P.PEGUY 1958). A Argentière, l'altitude moyenne passe de 2889 m. en 1920 à 2915 m. en 1970. (1)

-Le glacier de type réservoir ne possède pas de langue et est accroché à une position de repli ; il n'y a plus de translation de glace mais variation de niveau, et le niveau baisse en période chaude, comme l'altitude moyenne. C'est le cas de Sarennes dont l'altitude moyenne passe de 3031 m. en 1906 à 3004 m. en 1950 et 2999 m. en 1959. (de CRECY 1963).

-On peut imaginer un cas intermédiaire, celui d'un glacier passant de l'état évacuateur à l'état de réservoir et dont l'altitude reste constante : peut-être est-ce le cas du glacier de Talèfre : son altitude moyenne est de 2984 m. en 1938, de 2986 m. en 1952 et 2987 m. en 1958.

3°/ Une exception : l'ensemble Bossons-Taconnaz.

On remarque quelques exceptions intéressantes dans le tableau des altitudes moyennes.

Exception par défaut : c'est le cas du glacier Noir, en Pelvoux, avec une altitude moyenne très basse pour sa position méridionale et son exposition; sa situation est assez particulière, il est très abrité et fond peu parce qu'à l'ombre d'admirables parois subverticales, et recouvert de moraines : c'est un glacier "fossile".

Exception par excès, et c'est avant tout le cas du glacier des Bossons puis dans une moindre mesure de la Brenva, du Miage et de Bionnassay. Les Bossons ont leur altitude moyenne à 400 m. au-dessus de la ligne d'équilibre : pourquoi ce glacier n'a-t-il pu pousser sa langue assez bas pour faire baisser son altitude moyenne et retrouver l'équilibre normal de la région ? Quel facteur freine son alimentation et celle de ses voisins ? La carte montre que Bossons, Miage, Brenva et Bionnassay prennent naissance tout autour du Mont Blanc lui-même. Une explication vient à l'esprit aussitôt. Si l'on ne peut évoquer de différences climatiques appréciables dans le sens horizontal entre voisins si proches, on peut les trouver dans le sens vertical, qui en haute montagne est essentiel.

Tout autour du Mont Blanc, 8 km2 dépassent 4000 m. d'altitude dont 4,47 km2 pour les Bossons, soit plus du quart du glacier. Nulle part si ce n'est au Gorner, on ne trouve une telle étendue de hautes surfaces supérieures

(1) Altitude moyenne du glacier de Gorner en 1930 :3210 m. En 1955 :3300 m.

à 4000 mètres. (Voir ci-dessus par.A)

Peut-on rapprocher des deux phénomènes et dire que ces parties hautes sont responsables de l'insuffisance de l'alimentation ? Peut-on conclure que nous tenons une preuve que les précipitations en altitude diminuent à partir de 4000 m. dans l'arc alpin ? Cette démonstration n'est peut-être pas pleinement convaincante, mais devant les difficultés que nous verrons plus loin de mesurer les précipitations en haute altitude, il faut se contenter de preuves indirectes.Disons seulement qu'il semble y avoir un optimum pluviométrique vers 4000 m. dans l'arc alpin.

II. PENTES ET VERSANTS

Hauts sommets et vallées profondément creusées déterminent un autre trait de la haute montagne : la pente. C'est peutêtre ce qui frappe le plus un observateur novice : il ne s'agit pas de marcher , mais de grimper ou d'escalader ; près des parois et des aiguilles, tout se rapproche de la verticale, le paysage se trouve sous vos pieds ou au-dessus de votre tête : c'est un monde difficile à imaginer pour l'homme des plaines.

Dans l'arc alpin il existe des dénivellations extrêmement fortes.

Dans le massif du Mont Blanc, entre les Grandes Jorasses et le val Ferret, existe une dénivellation de 2568 m. sur une distance horizontale de 3,1 km soit une pente de 37° ou de 83 %. On trouve 80 % entre Cima di Jazzi et Anza (Pennines) 75 % entre le Mont Blanc et la Brenva, 63 % entre la Jungfrau et la Lütschine, 55 % entre l'Aiguille Verte et l'Arve.

Sur de plus courtes distances, on trouve des parois presque verticales : ce sont les magnifiques parois nord qui attirent les plus intrépides, à l'Eiger, aux Jorasses, dans le Pelvoux. Au pilier sud des Ecrins (Pelvoux), existe une dénivellation de 1200 m. sur 640 m. soit une pente de 187 % ou 84°. La paroi nord des Grandes Jorasses a une pente de 170 % soit 76°, de même qu'au Pic sans Nom (Pelvoux).

Or la neige qui tombe sur des pentes aussi fortes ne peut s'y fixer, et ceci est d'autant plus vrai que la neige est sèche et poudreuse : la neige de décembre, plus mouillée et plus lourde, adhère mieux aux versants que celle de février. Sur des pentes de 30° à 35°, il faut d'énormes chutes de neige pour qu'elle s'écroule plus bas sous forme d'avalanches ; si l'inclinaison du champ de névés dépasse 40°, la neige s'écroule aussitôt. C'est pourquoi l'on

voit rarement dans les Alpes des sommets entièrement recouverts de glace : seuls le Mont Blanc et le Dôme du Gouter sont de magnifiques dômes : la plupart des autres sommets ont au moins un versant rocheux où la neige ne peut s'accumuler et s'écroule à chaque chute.

Enfin une observation mérite d'être faite : un relief si vigoureux rend malaisée la lecture des cartes et introduit des erreurs appréciables dans les calculs des surfaces. Le cas- limite est peut-être la pyramide presque parfaite du Cervin : la courbe de niveau de 3000 m. qui l'entoure délimite un carré de 2,8 km de côté, donc une surface de 7,84 km2. Or la surface réelle de la pyramide est d'environ 11km2, soit une erreur de 40 % par défaut. Sur une pente de 60 %(le glacier des Bossons) l'erreur atteint 18 %, sur une pente de 28 %, l'erreur est de 4 %. Les calculs des précipitations neigeuses et de l'ablation s'en trouveront entachés d'un erreur rarement prise en considération. Dans un chaos de séracs, la surface de glace soumise à la fusion est évidemment très supérieure à celle qu'on mesure sur la carte, de 20 % d'après les Russes.

Si l'on considère les glaciers seuls et non les parois rocheuses, on trouve des pentes moins fortes. Les pentes des glaciers du versant français du massif du Mont Blanc ont été calculées par l'Institut Géographique National (1964), qui en a dressé les profils en long:

Elles ne dépassent 100 % ou 45° que dans les parties les plus hautes. Mais s'agit-il alors vraiment du glacier ? n'est-ce pas plutôt le domaine des glaces de paroi immobiles, au-dessus de la rimaye ? Là on relève une pente de 80 % du sommet du Mont Blanc jusqu'à 4000 m. sur le glacier des Bossons, des pentes de 100 à 170 % de 3460 à 3800 m. sur le glacier du Tour, des pentes de 100 à 125 % de 3500 à 3800 m. sur le glacier de Talèfre.

Dans les parties moyennes des glaciers, soit entre 2500 et 3500 m., les pentes de 40 % sont les plus fréquentes (Leschaux, Talèfre, le Tour...). La Mer de Glace a une pente moyenne de 28 % entre 1400 m. et 3900 m. Mais la moyenne n'a guère de signification car la pente est très irrégulière: la glace n'établit pas,comme l'eau, son profil d'équilibre. La Mer de Glace présente les pentes suivantes :

-3650 à 3900 m.	:	55 %
-3400 à 3650		35
-3150 à 3400		29
-2900 à 3150		36
-2650 à 2900		40
-2400 à 2650		25
-2150 à 2400		10
-1900 à 2150		9,5
-1650 à 1900		14
-1400 à 1650		31

L'étude de la carte ne permet guère de trouver des altitudes privilégiées où la pente serait plus faible.

Dans le massif du Mont Blanc on discerne toutefois une altitude de replat assez fréquente entre 3000 m. et 3200 m.(Plateau du Trient et de Pré-de-Bar) . Vers 3400-3500 m. on trouve des surfaces au col du Midi et aux plateaux supérieurs du col du Géant et au glacier de la Brenva.

Dans les Alpes Bernoises, il semble que l'altitude 2800 soit bien représentée à Concordiaplatz, au névé de Kander et à la Plaine Morte. Dans les Pennines, on trouve aussi quelques hautes surfaces entre 3000 et 3200 m. : le glacier supérieur de Corbassière, le col de Chermontane, le haut glacier de Giétroz, d'Arolla et du Mont Miné, les plateaux des glaciers de Schönbiel, Tiefenmatt, de Furgg, Trift et de l'OberTheodul. En Pelvoux le Mont de Lans est un glacier de plateau, largement étalé entre 3300 et 3400 m.

Il est difficile de faire une hypothèse sur l'origine de ces altitudes privilégiées, car la glace peut masquer des fonds de vallées très creux aussi bien que des replats structuraux ou d'érosion. Le glacier du Mont de Lans repose sur un lambeau de la pénéplaine pré-triasique. Par contre, ces surfaces sont importantes pour l'hydrologie ; lorsque la température de fusion les atteindra; il y aura une énorme fonte de neige ou de glace qui gonflera les cours d'eau glaciaires. Cette considération nous conduit à observer de plus près, sur les courbes hypsographiques des glaciers (fig.N°8, 9 et 10) les altitudes de développement maximal.

Les altitudes de développement maximal des glaciers sont le plus souvent très proches de la ligne des névés, soit entre 2800 et 3100 m. On retrouve là la notion d'équilibre glaciaire déjà évoquée. Cela est vrai en particulier pour les glaciers suivants et nous ne citons que ceux dont nous connaissons la distribution des surfaces : Tour, Argentière, Bionnassay, Saleinaz, Aletsch, Noir, Pilatte, Miage, Bonne Pierre, StSorlin. Dans les glaciers composés, le confluent des divers bras est souvent le lieu de la plus grande surface , comme le Gorner entre 2600 et 2800 m., la Mer de Glace entre 2100 et 2200 m., Aletsch vers 2800 m.

Les glaciers qui ont leurs plus grandes surfaces en dessous de la ligne des névés, auront tendance à fondre abondamment, comme la Mer de Glace, le Gorner, le Sélé. Au contraire, ceux dont les bassins versants sont le plus développés au-dessus de la ligne d'équilibre, seront les mieux alimentés en neige, soit dans l'ordre, les Bossons, la Mer de Glace, Aletsch, Argentière, et le glacier Blanc. Tous autres facteurs mis à part, on peut donc dire que, à cause des conditions de la topographie :

-La Mer de Glace sera bien alimentée par les surfaces de son bassin comprises entre 3300 et 3400 m. et bien drainée par la tranche 2100 et 2200 m. Ce doit être un glacier actif comme le Gorner.

-Les Bossons-Taconnaz, comme la Brenva, le Miage italien et le Trient, sont bien alimentés et peu à soumis à la fusion : ils doivent se gonfler facilement à la suite d'hivers neigeux.

-Les glaciers du Tour et de Bionnassay sont mal alimentés et peu soumis à la fusion : ils sont donc assez inactifs.

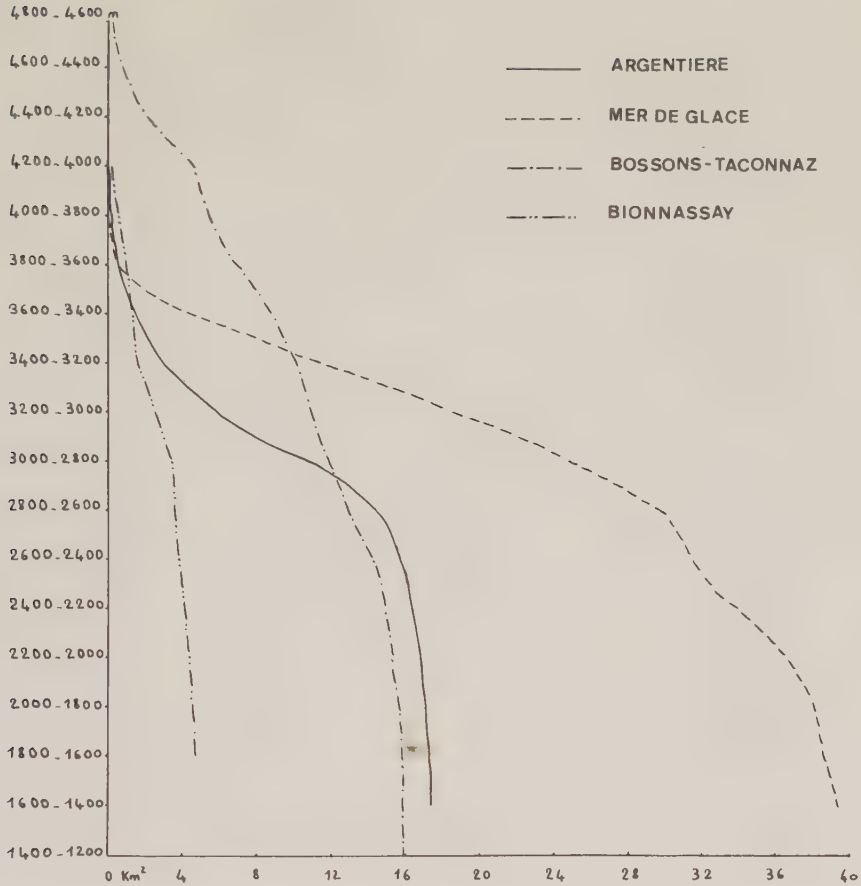


FIG. 8 COURBES HYPSOMETRIQUES DES GLACIERS

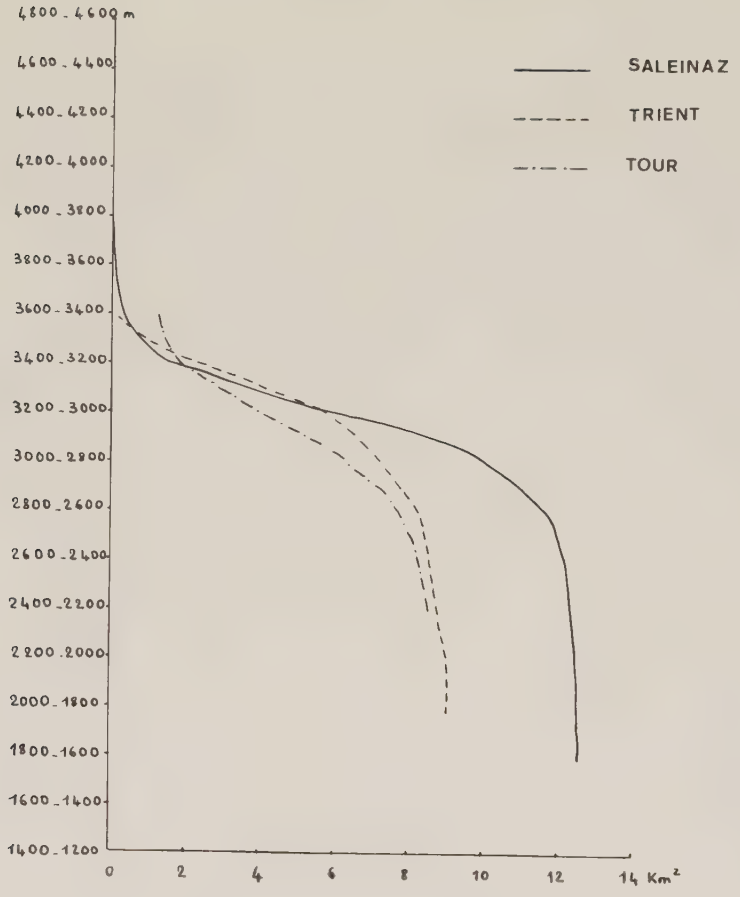


FIG. 9 COURBES HYPSOMETRIQUES DES GLACIERS

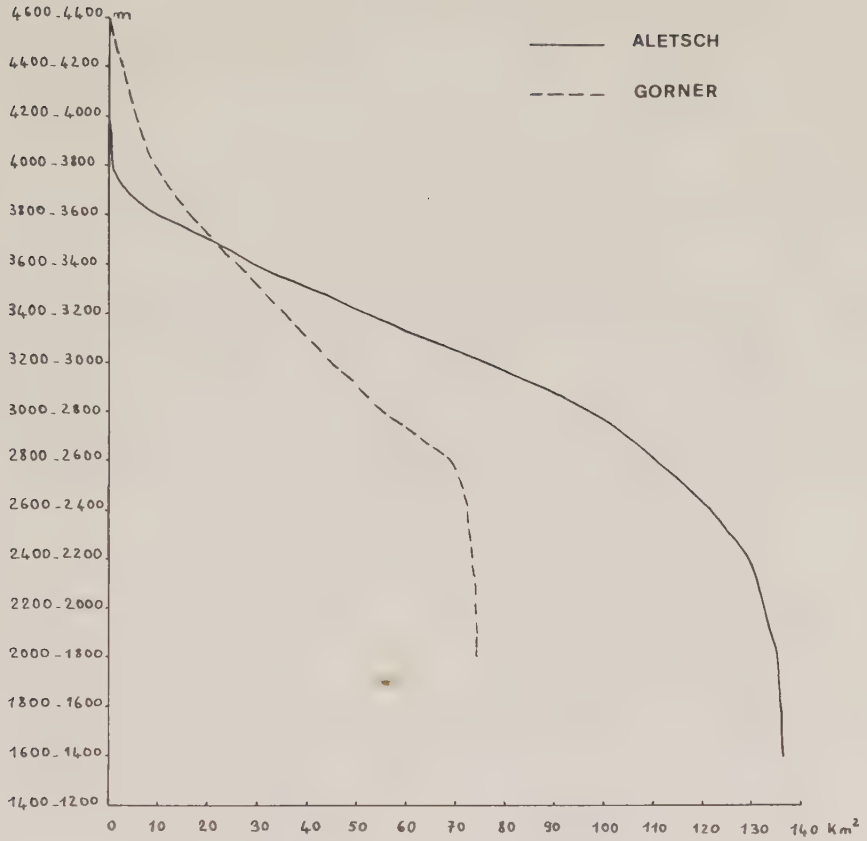


FIG. 10 COURBES HYPSOMETRIQUES DES GLACIERS

-Quant aux glaciers d'Aletsch, de la Pilatte et de Sarennes, ils paraissent bien équilibrés.

Ce n'est évidemment qu'une première approche, une simple indication. Car même au seul point de vue du relief, d'autres facteurs entrent en jeu, en particulièrement l'orientation des chaines et des bassins.

III. ORIENTATION DES CHAINES ET DES GLACIERS

A. Orientation des chaines

Les glaciers se développent plus aisément sur les versants les plus exposés aux précipitations et les moins exposés au soleil. Ils seront donc plus étendus sur les versants exposés au nord et sur les bordures extérieures de l'arc alpin. Encore faut-il que l'extension de hautes surfaces ne vienne pas contrarier l'influence de l'orientation. Le jeu de ces trois facteurs, étendue des hautes surfaces, situation par rapport aux pluies et au soleil, situation plus ou moins interne dans le massif, explique la répartition des glaciers dans l'arc alpin.

-Le massif des Alpes Bernoises est en bordure de la chaine alpine, et son versant nord est très arrosé; mais il est aussi le plus escarpé; les hautes surfaces se trouvent sur le versant sud et c'est là que paradoxalement se trouvent les plus grands glaciers.

-Le massif du Mont Rose se trouve à l'intérieur de l'arc alpin et dans sa partie méridionale, plus abritée. Son versant sud, le plus ensoleillé est aussi le plus raide. Deux facteurs se trouvent donc réunis pour faire du versant nord le plus englacé.

-Le massif du Mont Blanc est en position externe : le versant français est le plus exposé aux vents pluvieux et a les moins fortes déclivités. Tout concourt pour qu'il s'y forme de beaux glaciers. L'opposition entre les deux versants est plus forte au centre de la chaine; au sud et au nord, les pentes sont plus égales des deux côtés et les glaciers y réapparaissent sur les versants suisse et italien.

-Les Alpes Graies sont un massif interne, donc défavorisé; les hautes surfaces manquent de continuité et d'étendue. Il est normal de n'y point trouver de glaciation importante.

-Le Pelvoux se trouve en position externe mais déjà dans les Alpes du sud. Les versants sud trop ensoleillés sont dégagés de glace; seuls les versants nord et est sont bien englacés.

B. Exposition des glaciers

Il n'est pas facile de mesurer l'importance des différences d'exposition au soleil et aux vents pluvieux. On ne peut le faire qu'en comparant des glaciers très voisins : encore faudrait-il que les autres facteurs qui régissent la vie des glaciers soient identiques, ce qui est rare. Une comparaison pourrait être riche d'enseignement, celle des deux glaciers du Pelvoux, le Blanc

et le Noir : ils ont à peu près même orientation, même situation vis-à-vis de l'arête centrale : mais le Blanc, sorte de glacier de plateau, descend en pente douce de 4000 m. sur un large versant de 3300 à 3000 m., entouré de sommets qui ne dépassent pas 3700 m. Il bénéficie donc d'un ensoleillement exceptionnel.

Son voisin , le Noir, est enfoncé dans une cuvette de 2600 à 2900 m. entourée par des parois de 3800 et 4000 m., soit avec une dénivellation de près de 1000 m. Son ensoleillement est donc réduit, son alimentation restreinte; le glacier de la Pilatte, leur voisin, a des conditions beaucoup plus normales. Une étude de ces trois glaciers, ayant pour base les débits de leurs émissaires, serait très fructueuse. Il faut déplorer que ces émissaires ne soient pas mesurés et que nous n'ayons que des observations sur l'avance et le recul de leurs fronts.

De même les glaciers de Sarennes et de St Sorlin, qui sont voisins et s'écoulent l'un au sud, l'autre au nord, n'ont pas de stations de jaugeage régulière; on ne peut donc les prendre comme sujet d'étude.

IV. TAUX D'ENGLACEMENT DES BASSINS RECEPTEURS

Le taux d'englacement d'un bassin, c'est-à-dire le rapport de la surface du glacier à la surface totale du bassin versant de la station, a été considéré comme l'un des éléments permettant de classer les cours d'eau glaciaires. Au premier stade de ce travail, il parait un peu tôt de chercher quel est le taux de glaciation nécessaire pour qu'un cours d'eau ait un régime glaciaire ou nival; il faudra attendre l'étude des débits pour faire ce classement en connaissance de cause. Mais il semble évident à première vue que les régimes glaciaires se trouveront dans les premiers de la liste établie dans le tableau n°5. On peut penser que les régimes les plus purs réclament un taux élevé de glaciation, 50 %, tels que la Massa, la MatterVisp ou les Arveyrons. Il semble aussi que si le taux d'englacement tombe à 15 ou 20 %, les influences nivales dominent et le régime glaciaire perd de sa pureté. L'étude hydrologique permettra d'introduire des précisions dans cette première approximation. Ce tableau montre que l'arc alpin possède un beau choix de rivières dont les bassins présentent toute une gradation dans l'englacement ; on peut espérer que l'influence des glaciers sur leurs régimes pourra être dégagée dans le détail.

Tableau n°5. Taux d'englacement

Rivière	Station	Surface B.V.	Surface glacier	Taux Englacem.
Alpes Bernoises				
Massa	Blatten b.Naters	195	130	66,6
Trübbach	Räzliberg	19,5	11,1	58,5
Rhône	Gletsch	38,9	21,9	56,4
Kander	Gasterntal	40,7	17,7	43,5
Lonza	Blatten	77,8	31,5	40,6
Simme	Oberried	35,7	13,6	38,2
Rhône	Brig	831	241	29
Rhône	Sion	3349	693	21
Lütschine	ZweiLütschinen	164	34,1	20,8
Rhône	Reckingen	233	51	19
Rhône	Branson	3728	711	19
Rhône	Porte du Scex	5220	845	16
Massif des Pennines				
Mattervisp	Furgg	12	10	80
Borgne	Ferpècle	34	22	63,9
Mattervisp	Zermatt	228	130	57
Türtmann	Inner Sentum	31	17	56
Borgne	Haut d'Arolla	13	7	55,4
Z'muttbach	Stafel	35	19	55,3
Mattervisp	Trift	11	6	52,8
Mattervisp	Randa	315	156	50
Lys	D'Ejola	30	14	47
Saaservisp	Zermeiggern	65	27	41
Vispa	Visp	778	257	33
Saaservisp	SaasBalen	202	65	32
Dranse de Bagnes	Le Chable	254	80	31
Borgne	La Luette	231	57	25
Lys	Gressoney	90	17	19
Evançon	Champoluc	101	13	13
Massif du Mont Blanc				
Tour	Tour	11,6	8,3	70
Arveyron Argentière	Rognon de Lognan	25	16	68
id.	Passerelle	31,6	16,6	52
Arveyron Mer de Glace	Bois du Bouchet	78	38,7	50
Reuse de Saleinaz	Orsières	24	12	50
Tré-la-Tête	Tré-la-Tête	20,9	8,9	42
Trient	Trient	29	8,9	34
Arve	Pont de la Joux	75	25,5	33
Arve	Nants	96	28	29
Bionnassay	les Thoilles	18,7	4,5	24
Doire Baltée	Pré St Didier	219	41,8	19
Dranse de Ferret	Branche d'en Haut	66	8,2	12
Eau de Bérard	Pont du Buet	21,6	1,8	8

Tableau n°5. Taux d'englacement (suite)

Rivière	Station	Surface B.V.	Surface glacier	Taux Englacem.
Massif Vanoise-Grand Paradis				
Arc	Bonneval	81	24	29
Avérole	Avérole	45	12	26
Rutor	Promise	49,8	12,1	24
Isère	Vald'Isère	46	7,6	17
Doron de Champagny	Champagny le Haut	77	12	16
Grand Eyvia	Cretaz	179	23,7	13
Savara	Eau Rousse	82	10,3	12
Pelvoux				
Abéous	La Grave	10,1	3,9	38
Diable	St Christophe	27	4,6	17
Vénéon	Les Etages	103	(15)	(15)
Romanche	Plan de l'Alpe	43	(7)	(15)

V.NATURE DU SOL ET COUVERTURE VEGETALE

La nature géologique des bassins glaciaires ne parait pas être de très grande importance pour l'étude hydrologique de leurs rivières. Il semble à première vue en effet que les pentes extrêmement fortes de la haute montagne provoquent un ruissellement intense, quelle que soit la perméabilité des roches.

On doit remarquer toutefois que les grands ensembles glaciaires recouvrent le plus souvent des massifs de roches cristallines, dures et imperméables. Signalons ainsi, du sud-ouest au nord-est :

-le cristallin du Mercantour

-le granit et les schistes cristallins du Pelvoux

-le cristallin des Grandes Rousses et de la Vanoise

-les chistes cristallins du Grand Paradis

-le granit et la protogine du Mont Blanc

-l'énorme complexe gneissique du Mont Rose

-le granit de l'Aar

-le cristallin du Monch et de la Jungfrau

Toutefois on trouve aussi des glaciers sur des roches non-cristallines, telles que :

-les assises sédimentaires du Grand Combin
-le calcaire de l'Eiger
-le calcaire de la Dent Parrachée et de la Grande Casse

-le calcaire de la Marmolada
-le permien rouge de Polset
-les calcaires triasiques de la Grande Motte etc...

S'il semble y avoir une relation plus fréquente entre les massifs cristallins et les ensembles glaciaires, il faut voir là plutôt une conséquence de la dureté de ces roches qui ont résisté à l'érosion et se sont maintenues à de plus fortes altitudes, celles où se forment les glaciers.

Ce qui importe d'ailleurs pour l'hydrologie, c'est plutôt que la nature des roches, leur plus ou moins grande perméabilité, qui règle les pertes par infiltration.

Or il faut remarquer que l'imperméabilité des roches cristallines en haute montagne est un peu théorique : les efforts tectoniques intenses qu'ont subi ces massifs,ont produit des fissures, des diaclases dans les roches les plus dures : le granit est broyé (mylonite), feuilleté, les schistes sont redressés à la verticale : tous ces accidents favorisent l'infiltration. Par contre le gel, dès qu'il se fait sentir, rend imperméable le sol et les roches gorgées d'eau de fonte nivale. Il est donc assez aléatoire de déduire des faciès habituels des terrains, leur comportement devant le ruisellement et l'infiltration en haute montagne; mais il faudra garder ces notions quelque peu contradictoires présentes à l'esprit dans l'étude des crues ou des débits d'étiage.

La couverture végétale joue un rôle dans les cycle hydrologique par sa transpiration, c'est-à-dire par la quantité d'eau qu'elle évapore. En climat tempéré, les hauteurs d'eau moyennes annuelles transpirées sont comprises entre 400 mm. et 1200 mm. selon les espèces et les conditions d'alimentation en eau. En montagne cette transpiration a peu d'importance, car la couverture végétale diminue à mesure que l'altitude croit et finit par disparaitre.

L'étage montagnard dans l'arc alpin, caractérisé par le sapin et l'épicéa , a sa limite supérieure vers 1600 à 1800 m, soit à peu près à l'altitude de l'isotherme +10° du mois le plus chaud. L'étage subalpin s'étend jusqu'à 2200-2300 m. avec des conifères, mélèzes, pins, de plus en plus clairsemés. Au dessus, l'étage alpin, sans arbres, monte jusqu'à 2800-2900 m. C'est la zone de la pelouse, puis des bruyères, mousses, lichens, rhododendrons, puis la pelouse à graminées. Dans les zones les plus abritées et les plus méridionales (Zermatt), la limite des forêts atteint 2400 m. et quelques aroles isolés atteignent 2500 m. La végétation , cantonnée dans les

parties inférieures des bassins glaciaires, joue donc un rôle peu important dans l'évaporation en haute montagne.

C'est plutôt dans un autre domaine que la couverture végétale est efficace. On sait depuis longtemps que le déboisement est un facteur de formation d'avalanches. Le Service des Eaux et Forêts et de la Conservation des terrains en montagne, donne des chiffres révélateurs : dans les Alpes du nord, il semble que seulement 4 % des avalanches prennent naissance en situation de bois, alors que la limite de la forêt se trouve environ au tiers supérieur de la zone de départ des avalanches ; la forêt a certainement un rôle protecteur; 46 % des avalanches se déclenchent sur la pelouse ou la prairie. L'abandon en friche des pelouses alpines dans ces dernières années est une des causes de l'accroissement des avalanches qui trouvent un plan de glissement sur les herbages lisses et non plus coupés et sur les aulnes verts devenus envahissants.

C'est donc dans le domaine des accidents dûs à la neige que la couverture végétale parait être un facteur non négligeable.

CHAPITRE III

L'EQUIPEMENT CLIMATOLOGIQUE DE L'ARC ALPIN

Les glaciers alpins ont la plus grande partie de leurs bassins étagés entre 2500 et 3500 mètres d'altitude : ce sont donc les conditions climatiques de cette zone qui importent pour l'étude des glaciers. Or s'il existe de nombreuses stations météorologiques dans les vallées, elles deviennent plus rares au delà de 1500 m. et cela s'explique aisément par les difficultés propres aux observations en haute altitude.

A. - Des difficultés inhérentes aux observations climatologiques en montagne

En haute montagne, le premier obstacle à un réseau serré d'observations est l'absence de peuplement permanent au delà d'une certaine altitude. Les villages de l'arc alpin ne dépassent guère 1500 à 1800 m. et les premières stations installées, surveillées par des observateurs locaux, demeurant dans le village le plus proche, restaient au-dessous de 2000 m. Pour faire des mesures régulières plus haut, il a fallu résoudre le problème de l'accès aux appareils enfouis dans la neige de plus en plus abondante, pendant une période croissante avec l'altitude. L'essor du tourisme en montagne l'été, puis l'hiver, a favorisé l'établissement de moyens d'accès que les observateurs ont pu utiliser : voies ferrées à crémaillère ou souterraines,

téléphériques, refuges, routes déblayées par les chasse-neige etc... On a pu ainsi construire des observatoires permanents en haute altitude : en Suisse, les observatoires de Jungfraujoch, Weissfluhjoch, St Gothard, Grand St Bernard, Säntis ; en France, le laboratoire des Cosmiques à l'Aiguille du Midi, avec sa station intermédiaire au Plan de l'Aiguille, le Lautaret, le laboratoire de nivologie du col de Porte. En Italie, la station de Plan Rosa.

Parallèlement on a voulu multiplier les observations dans les lieux difficiles d'accès, en équipant la montagne d'appareils autonomes : ce furent d'abord les pluvio-nivomètres totalisateurs, qui recueillent les précipitations liquides et solides de toute une année et que l'on mesure une fois par an. Puis des appareils enregistreurs thermographes et pluviographes. Actuellement les sociétés qui construisent et exploitent les grands barrages alpins installent des appareils enregistreurs dont les résultats sont retransmis immédiatement par radio dans les centres de la plaine (observations de la Grande Dixence retransmises à Sion, nivomètres à isotopes d'Electricité de France en liaison avec Grenoble, télétransmission du Laboratoire du Col de Porte jusqu'à Grenoble.)

Si les obstacles dûs aux difficultés d'accès ont été brillamment surmontés, il reste que la mesure même des différents phénomènes est malaisée : le gel bloque les mécanismes, la neige enfouit les appareils et obstrue leurs orifices, le vent souffle en tempête. L'histoire des totalisateurs est instructive à cet égard :

> Les totalisateurs sont des récipients surélevés, suffisamment grands pour contenir les précipitations de plusieurs mois ou d'une année; la neige y traverse une mince couche d'huile pour éviter l'évaporation et se mêle à une solution de chlorure de calcium ou d'antigel. Reste l'obstacle du vent, si fort que la neige ne tombe jamais verticalement mais obliquement et est parfois entrainée au loin, le totalisateur restant vide ; de plus la présence même de l'appareil crée une zone de turbulence dont l'effet n'est pas négligeable.
>
> Les premières observations ont donné des résultats assez surprenants. Le service des Eaux et Forêts de France avait installé dès 1902 des totalisateurs en les échelonnant à diverses altitudes sur le profil du massif du Mont Blanc, entre les Houches (1048 m.) et Tête Rousse (3160 m.) et entre les Contamines (1200 m.) et Bérengère (3250 m.) Le résultat le plus spectaculaire était l'énorme quantité de précipitations récoltées à mi-hauteur, au plateau des Rognes (2770 m.) et à la baraque de Pierre-Ronde (2850 m.) Pendant la décennie 1921-1930 il serait tombé 1309 mmm aux Houches et 2017 mm sur les sommets, et 3901 mm aux Rognes. E.BENEVENT (1926) en concluait à un optimum pluviométrique vers 2500 m. dans le massif du Mont Blanc. Pourtant A.COUTAGNE (1942) faisait état de quantités régulièrement croissantes dans les Alpes Bernoises jusqu'à la station de Mönchgrat (3810m.) et marquait une forte réserve sur les observations françaises.

Depuis 1947, Electricité de France a été chargée des observations climatologiques dans les stations d'altitude. Les totalisateurs des Rognes et de Pierre Ronde ont été changés de place : ils donnent maintenant des chiffres plus faibles que ne le voudrait un accroissement régulier avec l'altitude. Mais une simple visite montre que leur situation n'est pas encore satisfaisante: une crête les protège des vents du N.W. Il faut donc se refuser à les prendre en considération. Au moins le prétendu optimum pluviométrique à 2500 m. n'a pas survécu.

Des difficultés similaires sont survenues en Suisse le long du glacier d'Aletsch. Deux des nombreux totalisateurs donnent des résultats aberrants, Trugberg (3540 m.) et Kranzberg (3180 m.), le premier par défaut et le second par excès. L'Institut suisse de Météorologie, par une lettre personnelle de son Directeur, en donnait en 1964 la raison :" Trugberg est situé du côté du vent, c'est-à-dire que le vent entraine une partie de la neige par dessus l'entonnoir. Kranzberg, situé sous le vent d'une crête de montagne, reçoit vraisemblablement une certaine quantité de neige déjà tombée sur le sol et soulevée à nouveau par le vent (effet de chasse-neige)."

Depuis lors on a amélioré les modèles d'appareils : pour limiter les remous du vent, NIPHER a créé un écran protecteur en forme de tronc de cône renversé, souple afin que la neige ne puisse s'accumuler entre appareil et écran et ne parvienne à obturer l'orifice. K.C.WARWICK (1954) calcule que pour une vitesse du vent de 20 miles à l'heure un appareil non protégé ne récolte que 30 % de la vraie valeur de la neige, alors que les appareils mieux équipés en recueillent 70 %. M.VANNI trouve une amélioration de près de 10 % en inclinant l'appareil.(1957) Un dernier type de totalisateur est mis en service, notamment au col de Porte, long cylidre étroit en verre polyester translucide, ne produisant pas de turbulence, dans lequel un flotteur indique et transmet la hauteur de l'eau.

Toutes ces considérations nous amènent à conclure qu'il faut être très prudent dans l'exploitation des mesures fournies par les totalisateurs et ne les considérer que comme des valeurs approximatives . Heureusement leur grand nombre permet de penser que les erreurs peuvent s'annuler; nous essaierons plus loin d'en tirer quelques conclusions. Auparavant il convient de préciser l'etat actuel de l'équipement climatologique de l'arc alpin, dans les stations d'altitude moyenne et dans les observatoires de haute montagne.

B. - L'équipement climatologique d'altitude de l'arc alpin (fig.11 à 15)

1°/ Stations météorologiques d'altitude moyenne:

Les stations météorologiques de montagne sont nombreuses et bien équipées dans les trois pays de l'arc alpin, France, Italie et Suisse.

En France, les stations d'altitude sont confiées à Electricité de France et leurs observations consignées dans les Résumés Hebdomadaires établis par elle. Les données générales sont publiées ensuite dans les Annuaires hydrologiques de la France édités par la Société Hydrotechnique de France depuis 1939. Les données pluviométriques seules sont publiées pour chacune des

stations dans le Bulletin pluviométrique annuel de la Météorologie Nationale. Les deux stations complètes des Alpes les plus proches des massifs glaciaires sont le Tour (1460 m.) jusqu'en 1966, dans la haute vallée de l'Arve, et Aussois (1490 m.) en balcon au-dessus de la vallée de l'Arc. Des postes moins complets sont situés à diverses altitudes et le tableau ci-dessous ne donne que les plus proches des glaciers :

Massif du Mont Blanc :

Versant	Station	Altitude	Proximité du glacier
Nord	Le Tour	1460	2.5 km du glacier d'Argentière 1.5 km du glacier du Tour 6.5 km de la Mer de Glace
Nord	Vallorcine	1260	5 km N.W. du glacier du Tour et près de l'Eau de Bérard
Ouest	Chamonix	1035	3 km de la Mer de Glace
Ouest	Les Houches	1010	3 kmOuest des Bossons-Taconnaz
Ouest	Mégève	1113	12 km de Bionnassay et de Tré-la-Tête
S.W.	les Contamines	1200	3 km N.W. de Tré-la-Tête
Massif de la Vanoise			
Nord	Val d'Isère	1850	8,5 km du glacier des S.de l'Isère
Est	Bonneval-sur-Arc	1790	5 km W; du glacier des Evettes
Est	Avérole	2025	3 km W; du glacier d'Arnès
Est	Bessans	1740	
Ouest	Champagny	1440	7 km N.W. du glacier de Lépenaz
Sud	Aussois	1490	6 km S. des glaciers de la Vanoise
Massif du Pelvoux			
Sud	Orcières	1440	
Nord	Lautaret	1945	7 km N.E. du glacier de Tabuchet
Nord	Chazelet	1750	5 km N. de la Girose et de la Meije
Nord	Villar d'Arène	1650	3 km N. du glacier du Tabuchet
Ouest	Alpe de Venosc	1645	5 km W. du Mont de Lans
Ouest	St Christophe en Oisans	1400	6 km S.W. du glacier de la Selle
Est	Les Claux	1250	8 km S.E. des glaciers Blanc et Noir

La station météorologique la plus proche des glaciers de la Haute Arve est celle du Tour, qui a cessé de fonctionner en 1966; faute de personnel permanent. Elle était fort utile et le seul inconvénient venait de sa position abritée, parce que trop enfoncée dans la vallée. Ses températures peuvent être un peu trop basses par temps calme d'hiver, ce qui est secondaire pour l'étude de la fonte. Ses totaux pluviométriques peuvent être aussi un peu faibles par rapport aux versants ouest et nord-ouest qui la surmontent. Nous retrouverons ces deux points ultérieurement.

En Suisse, les observations météorologiques sont publiées dans les Annales du Bureau Central de la Météorologie Suisse, depuis 1863, et éditées à Zürich. Nous avons considéré les stations les plus proches des massifs glaciaires, souvent très anciennes et fournissant des séries très complètes que nous avons largement utilisées :

Versant	Station	Altitude	Proximité du glacier
Mont Blanc			
Est	Grand Saint Bernard	2479	10 km E. du glacier de Pré-de-Bar 15 km de Saleinaz et de la Mer de Glace
	Bourg St Pierre	1620	
	Orsières	890	7 km des glaciers du Trient et de Saleinaz
Alpes Bernoises			
Ouest	Diablerets	1157	
	Engstligenalp	1340	10 km du Wildstrubel
	Lauterbrunnen	810	
Nord	Grindelwald	1050	
Est	Guttannen	1058	
	Grimsel Hospiz	1959	6 km des glaciers de l'Aar
	St Gothard	2095	13 km du glacier de Cavagnoli
Sud	Reckingen	1332	7 km de l'Oberaar et du Gries
	Sion	549	
Au delà	Säntis	2500	
Pennines			
Sud	SaasFee	1785	1 km du Fee et 6 km de l'Allalin
	Zermatt	1610	3 km du Gorner
	Visp	650	

Les trois stations installées et exploitées par Grande Dixence dans les Pennines sont :

Findelen	2470	au-dessus du Findelen, entre les Mischabel et le Mont Rose
Stafel	2180	au nord du Cervin et au pied du glacier de Z'mutt
Bricola	2400	dans le massif de la Dent Blanche, au dessus du glacier de Ferpècle

En Italie, les résultats des observations météorologiques sont publiées par le Ministère des Travaux Publics, dans les "Annali Idrologici", de l'Office Hydrographique du Pô à Parme. Ces gros volumes sont difficiles à consulter en France, nous n'avons pu nous procurer que quelques années. Les stations sont très nombreuses dans la vallée du Pô. Les plus proches des grands glaciers sont les suivantes :

Versant	Station		Altitude	Proximité du glacier
Massif du Mont Blanc				
Sud	Courmayeur		1220	4 km S.E. de la Brenva et 7 km Est du Miage
	Pré St Didier		990	
Massif du Grand Paradis				
Nord	Promise		1475	4 km N; du Rutor
	Cantina P.St Bernard		1950	6 km N.W. du Rutor
Est	Valgrisanche		1664	3 km E. du Rutor
	Valsavaranche		1545	2 km N.W. du Grand Paradis
	Lillaz		1600	
Alpes Pennines				
Sud	Lago Goillet	Marmore	2420	2 km W. du Valtournanche
	Plan Rosa	id	3479	crête entre Gorner et Valtournanche
	Promeron	id	1750	
	Cignana	id	2150	6 km S. du Tza de Tzan
	Champoluc	Evançon	1570	8 km S. du glacier de Verra
	D'Ejola	Lys	1850	4 km S. du glacier du Lys
	Lago Gabiet	id	2340	4 km S. du glacier d' Indren
	Gressoney la T	id	1631	7 km du Lys
	Alagna	Sesia	1215	6 km S. du glacier de la Sesia
Est	Macugnaga	Anza	1200	4 km E. du Belvédère
	Lago Cingino	Ovesca	2281	sur la crête italo-suisse
	Camposecco	id	2308	

2°/ Stations de haute altitude

Quelques observatoires de haute altitude donnent des résultats d'une importance exceptionnelle pour notre étude. C'est en France le laboratoire des Cosmiques, installé à 3600 m. au flanc de l'Aiguille du Midi, au-dessus des champs de névés du col du Midi. En Suisse, le Jungfraujoch au départ du glacier d'Aletsch à 3579 m. A la frontière italo-suisse, la station de Plan Rosa, à 3488 m. au dessus du Gorner er du Valtournanche. Toutes ces stations donnent des indications précieuses sur les données climatiques de haute altitude : température, ensoleillement, vent, humidité, nébulosité ...

3°/ Les totalisateurs dans l'arc alpin

Enfin les hauts bassins glaciaires sont bien équipés de totalisateurs qui fonctionnent en général depuis un nombre suffisant d'années pour donner des séries valables de pluviométrie.

Sur le grand nombre d'appareils en fonctionnement, on a pris en considération les totalisateurs suivants :

France

	Massif du Mont Blanc		
Nord	Plan de Balme	2140	le long du glacier d'Argentière
	Lognan	2060	id.
	Tour Noir	2780	id.
S.W.	Bellevue (mensuel)	1750	le long du glacier de Bionnassay
	Tête-Rousse	3160	id.
Sud	Plan Jovet	2080	le long du glacier de Tré-la-Tête
	Roche Polie	2130	id.
	Tré-la-Grande	2300	id.
	Bérengère	3250	id.
	Massif de la Vanoise		
	Sur-les-Barmes	2480	glaciers des Sources de l'Isère
	Bailletta	2690	id.
	Barme de l'Ours	2700	id.
	Sources de l'Arc	2730	glacier des Sources de l'Arc
	Pissaillas	2825	id.
	Evettes	2500	glacier des Evettes
	Massif du Pelvoux		
	Pilatte	2565	glacier de la Pilatte

SUISSE

Massif du Mont Blanc		
Orny	3169	glacier du Trient
Alpes Bernoises		
Mönchgrat	3810	le long du glacier d'Aletsch
Konkordia	2890	id.
Aletschwald	2040	id.
Oberaarjoch	3310	le long des glaciers de l'Aar
Abschwung	2900	id.
Klein Siedelhorn	2430	id.
Pavillon Dollfuss	2415	id.
Gelmer Bergli	2144	id.
Alpes Pennines		
Furgghorn	3390	autour du Gorner
Gornergrat	3100	id.
Fontanesses	2780	vallée de la Borgne
Mont Miné	2590	id.
Schonbiel	2850	glacier de Z'mutt
Trift	2620	glacier de Trift
Gandegg	2840	près du Gorner
Monte Rosa Plattje	2830	id.
Findelen Haupt	2700	glacier de Findelen
Täschalp	2240	vallée de la MatterVisp
Allalingletscher	3369	vallée de la SaasVisp
Schwartzgletscher	2986	id.
Mattmarksee	2117	id.

En Italie, les totalisateurs pris en considération se répartissent ainsi dans la haute vallée du Pô :

Massif du Mont Blanc		
Col du Géant	3327	glacier du Géant
Massif du Grand Paradis		
Becca di Moncorvé	3900	glaciers du Valsavaranche
Rif.Victor-Emm.II	2775	id.
Casotto Herbetet	2423	id.
Pennines (Grand Combin, Mont Collon)		
Capanna Amianthe	2976	
Col Collon	2900	
Testa del Leone	3462	
Lago Grande	2850	
Pennines (Mont Rose)		
Rif.Mezzalama	3005	
Cold'Olen	2901	
Plateau del Lys	2550	glacier du Lys
Rif .Q.Sella	3578	
Punta Gnifetti	4560	

4°/ Mesures d'accumulation de la neige dans l'arc alpin.

La neige rend plus difficile l'observation classique des précipitations: elle rend possibles d'autres mesures. Car elle a l'avantage de rester un certain temps à l'état solide si elle est tombée sur un plan horizontal et par temps calme. Si l'on mesure l'épaisseur et la densité de la neige entre deux chutes, ou mieux encore à brefs intervalles, on peut connaitre la valeur en eau de l'accumulation neigeuse en un point. Ces mesures sont utilisées pour la prévision des apports dans les réservoirs des barrages.

En France, Electricité de France fait des sondages de neige en de nombreux points près des bassins glaciaires des Alpes : à Lognan, près du glacier d'Argentière, aux sources de l'Arc et de l'Isère, et à Ailefroide dans le Pelvoux. La hauteur de neige est mesurée chaque semaine d'hiver à la Flégère (1810 m.) et à Bellevue (1750 m.) dans la Haute Arve, et la valeur en eau est publiée dans les Résumés Hebdomadaires d'E.D.F.

Le Centre d'études et de documentation nivo-glaciologique CEDONIGLA, qui a créé au col de Porte, près de Grenoble, le laboratoire d'étude de la neige, publie des observations concernant les températures dans le sol, la neige et l'air, les précipitations liquides et solides, l'humidité, le vent à 4 niveaux, la valeur en eau du manteau neigeux, la fusion et le tassement

Fig. N°11. Emplacement des totalisateurs et des stations climatologiques dans les Alpes Bernoises

Stations

B = Brig
GR = Grindelwald
GL = Grimsel
GU = Guttannen
JFF = Jungfraujoch
L = Lauterbrunnen
R = Reckingen
St Go = St Gothard
V = Visp
E = Engstligenalp

Totalisateurs

AB = Abschwung
A = Aletschwald
GB = Gelmer Bergli
KK = Konkordia
KS = Klein Siedelhorn
M = Mönchgrat
O = Oberaarjoch
PD = Pavillon Dolfuss

Fig. n° 12. Emplacement des stations climatologiques et des totalisateurs dans le massif des Pennines

Stations :		Totalisateurs
AN= Alagna	A = Amianthe	LGA = Lago Gabiet
B = Bricola	AG = Allalin gl.	MM = Mattmarksee
CI = Cignana	CC = Col Collon	MMI = Mont Miné
CH = Champoluc	CO = Col d'Olen	MR = Monte Rosa Hutte
CA = Camposecco	F = Furgghorn	PL = Plateau del Lys
CIN = Lago Cingino	FI = Findelen	PG = Punta Gnifetti
DE = D'Ejola	FO = Fontanesses	RM = Rif. Mezzalama
G.la T.= Gressoney	GA = Gandegg	QS = Rif. Q.Sella
MA = Macugnaga	GO = Gornergrat	Sch = Schwartzenberg
PR = Plan Rosa	LG = Lago Grande	SB = Schönbiel
SF = Saas Fee	LGA = Lago Gabiet	TL = Testa del Leone
V = Visp		TA = Täschalp
S = Stafel		TR = Trift
FI = Findelen		
Z = Zermatt		

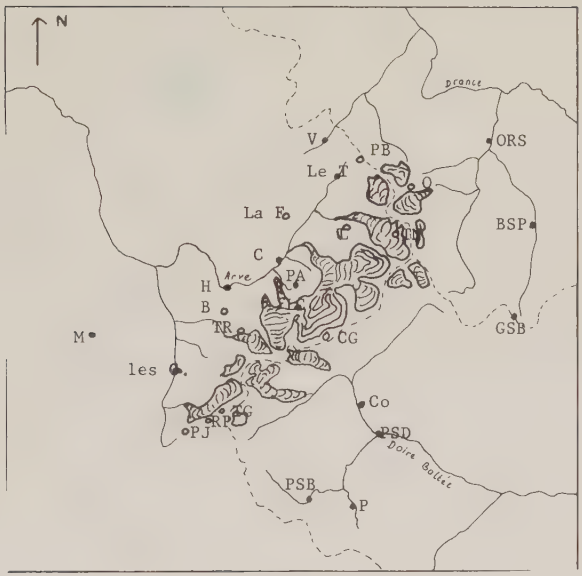


Fig. N° 13. Emplacement des stations climatologiques et des totalisateurs dans le massif du Mont Blanc

Stations

B = Bellevue
BSP = Bourg St Pierre
C = Chamonix
les C. = les Contamines
Co = Courmayeur
GSB = Grand St Bernard
H = les Houches
LC = Laboratoire des Cosmiques
M = Mégève
ORS = Orsières de Saleinaz
PSD = Pré St Didier
le T. = le Tour
V = Vallorcine

Totalisateurs

CG = Col du Géant
la F. = la Flégère
L = Lognan
O = Orny
PA = Plan de l'Aiguille
PSB = Cantina Pt St Bernard
P = Promise
PJ = Plan Jovet
PB = Plan de Balme
RP = Roche Polie
TN = Tour Noir
TR = Tête Rousse
TG = Tré-la-Grande

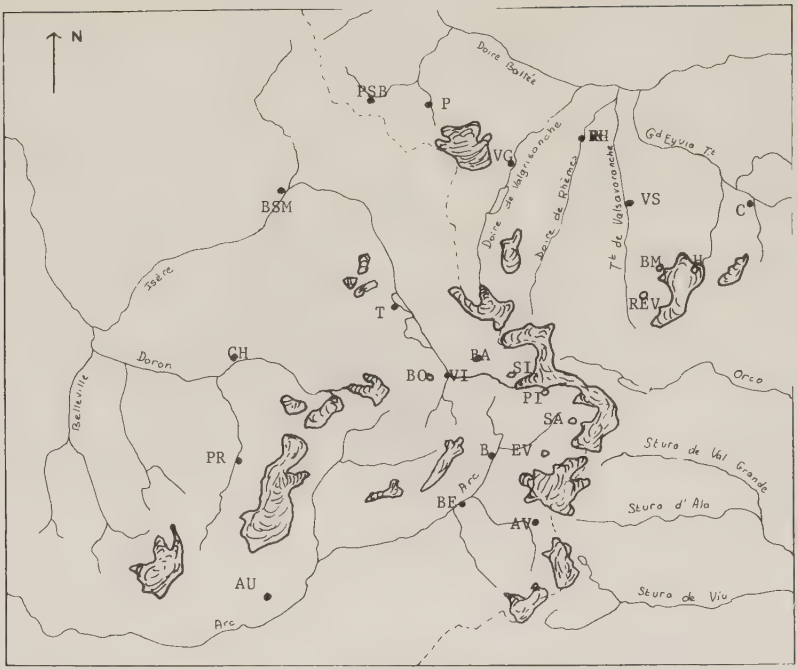


Fig. N° 14. Emplacement des stations climatologiques et des totalisateurs dans le massif Vanoise-Grand Paradis

Stations

AU = Aussois
AV = Avérole
B = Bonneval-sur-Arc
BSM = Bourg St Maurice
CH = Champagny
L = Lillaz
PR = Pralognan
RH = Rhêmes St Georges
T = Tignes
VS = Valsavaranche
VG = Valgrisanche
VI : Val d'Isère

Totalisateurs

BA = Bailletta
BM = Becca di Moncorvé
BO = Barme de l'Ours
EV = Evettes
H = Herbetet
PI = Pissaillas
PSB = Cantina Pt St Bernard
REV = Rif. Vistor- Emmanuel II
SA = Sources de l'Arc
SI = Sources de l'Isère

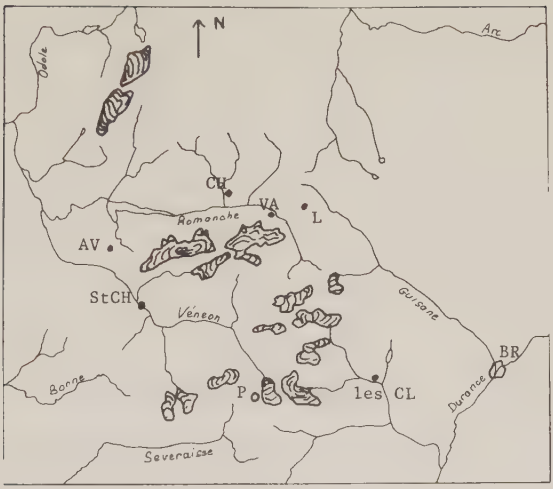


Fig. N° 15. - Emplacement des stations climatologiques et des totalisateurs en Pelvoux

Stations

AV = Alpe de Venosc
BR = Briançon
CH = Chazelet
les CL = les Claux
L = Lautaret
St CH = St Christophe en Oisans
VA = Villars d'Arène

Totalisateurs

P = Pilatte

de la neige, le rayonnement global incident et réfléchi. Il résume les données nivologiques d'une trentaine de postes couvrant les Alpes du Nord.

Depuis 1962, la Division Technique Générale (D.T.G.) d'Electricité de France à Grenoble fait des recherches et des essais de nivomètres à radio-isotopes et transmission radio pour télémesurer en montagne une couche de neige (LUGIEZ, GUILLOT, VUILLOT et JACOB 1963). Après un montage d'essai au col de Porte en 1963, un premier exemplaire a été mis en service au lac Blanc d'Alpes d'Huez (2450 m.) dans les Grandes Rousses et à Agnelin dans les Sept Laux. Depuis 1966 une nouvelle génération de nivomètres, à faisceau horizontal permet de mesurer des épaisseurs plus fortes.

Les Eaux et Forêts mesurent depuis de nombreuses années l'accumulation de la neige vers 2900-3000 m. au glacier de Sarennes en fin de saison froide.

Au Laboratoire des Cosmiques de l'Aiguille du Midi (3600 m.) l'accumulation de la neige est mesurée, ainsi qu'à la station intermédiaire du Plan de l'Aiguille (2300 m.) à l'aide d'un matelas à neige.

En SUISSE , les annuaires du Bureau Central Météorologique donnent la profondeur journalière de la couverture neigeuse dans de nombreuses stations, en particulier Säntis (2500 m.) et St Gothard (2095 m.) Au Jungfraujoch elle est mesurée régulièrement à plusieurs nivomètres espacés entre 3000 et 3500 m.

En ITALIE, les "Annali Idrologici" donnent pour de nombreuses stations du bassin du Tessin, de la Sesia et 12 stations de la Doire Baltée la hauteur du manteau neigeux trois fois par mois , d'octobre à mai, le nombre de jours de précipitations neigeuses et le nombre de jours par mois de permanence du manteau neigeux. L'E.N.E.L. a réparti 304 points "neige" et 258 points "densité" dans la vallée du Pô, relevés le 1er et le 15 de chaque mois de février à mai pour l'étude de la valeur en eau de la couverture neigeuse (TONINI 1970). Une nouvelle station a été créée à l'entrée italienne du tunnel du Mont Blanc en 1965/1966 et donne la température et les épaisseurs de neige.

C H A P I T R E I V

LES TEMPERATURES EN MONTAGNE

Les conditions thermiques sont déterminantes sur l'écoulement de la haute montagne glaciaire : les rivières sont alimentées principalement par la fusion de la neige et de la glace, elle-même réglée par la température. La fusion estivale s'oppose à la rétention hivernale, et les débits journaliers reflètent eux aussi les oscillations de la température. L'étude des températures et de leur répartition en montagne mérite donc la première place dans ce travail.

Le premier trait qui apparait est l'influence capitale de l'altitude.

On sait en effet que le rayonnement solaire est la source d'énergie du cycle hydrologique. Ce rayonnement, de faible et moyenne longueur d'onde, traverse la couche gazeuse de l'atmosphère et y perd de son intensité : une partie est renvoyée vers l'espace, la surface de la terre absorbe le reste et le transforme en rayonnement calorifique à grande longueur d'onde plus aisément absorbé par la vapeur d'eau, le gaz carbonique et les poussières. L'atmosphère est donc surtout chauffée par sa base, et on comprend mieux ainsi les fortes inégalités de température sur un champ vertical.

D'autre part les fluctuations de l'intensité du rayonnement solaire à la surface de la terre sont principalement fonction de l'angle d'incidence de ce rayonnement par temps clair. Dans des régions voisines de même latitude, l'intensité est donc peu différenciée. Sur un champ horizontal, les températures sont l'objet de faibles variations qui peuvent être de 1000 à 10.000 fois

moins fortes que les variations dans le sens vertical.(REMENIERAS 1959).

Un observateur attentif peut constater l'horizontalité presque parfaite de la limite inférieure de la couche neigeuse déposée en montagne un jour de mauvais temps brusque de fin d'été. Dans la nuit du 6 septembre 1965, il est tombé 16 mm. de pluie au Tour (1460 m.) par une température de 6° à 6°8. Sur les hauteurs le refroidissement dû à l'altitude a provoqué une chute de neige et non de pluie. Le lendemain matin la limite de la neige est nette : la neige coiffe les sommets qui dépassent 2300 m. d'altitude : la Tournette (2357 m.) le Charvin (2414m.) le Berio Blanc (2350 m.) ce dernier sur le versant italien du massif du Mont Blanc. La neige recouvre plus abondamment les montagnes plus élevées, Mont Joly, Brévent. L'isotherme 0° se trouve soulignée d'une façon visible à 2300 m. sur toute la région, depuis les Préalpes de Savoie jusqu'au versant italien, en ce début de matinée.

Si l'influence de l'altitude est déterminante sur la répartition des températures, pourtant, dans toute grande chaine, la latitude et la proximité plus ou moins grande des versants méridionaux apportent quelques variations ,dans la température moyenne annuelle à altitude égale. Grindelwald, dans les Alpes Bernoises est plus froide que Chamonix : 6° contre 6°4,(moyennes 1951-1960); Le Saint Gothard et le Grimsel sont plus froids que le Lautaret, respectivement 0°1, 1°2 et 3°2); le Jungfraujoch, de 100 m. plus élevé est nettement plus froid que Plateau Rosa : -8°1 contre -5°8.

Enfin l'encaissement doit être pris en considération:

Dans un travail récent (DOUGUEDROIT et de SAINTIGNON 1970) on a mis en lumière la différenciation des températures entre les adrets et les fonds de vallée. Cette distinction est plus nette pour les températures minimales que pour les températures maximales et se retrouve dans les moyennes. Les fonds de vallée sont plus froids avec des amplitudes plus fortes. Il se trouve que les températures qui intéressent la fusion des glaciers n'est pas celle des fonds de vallée que seuls quelques rares fronts de glaciers atteignent ; mais il faudra prendre soin de choisir les données de stations plus élevées, sur des versants ou des cols bien aérés.

Parmi les stations thermométriques de l'arc alpin, nous avons fait un choix. En l'absence de stations échelonnées sur un même versant le long d'un glacier, nous avons dû nous contenter de stations étagées en altitude, le plus voisines possible, en tous cas à la même latitude et dans des conditions faibles d'encaissement.

Dans le massif du Mont Blanc, le Tour (1460 m.) a été préféré à Chamonix, parce que moins encaissé. Le Grand Saint Bernard, à 1000 m. au-dessus du Tour, à 2479 m. parait être dans une excellente position.

Dans les Alpes Bernoises, le Grimsel (1959 m.) et le Saint-Gothard (2095 m.) se doublent un peu par leurs altitudes très voisines.

Au-dessus de 3000 m. on a deux stations excellentes : dans les Alpes Bernoises, le Jungfraujoch (3579 m.) et dans le massif du Mont Rose, celle de Plan ou Plateau Rosa (Testa Grigia du côté italien) à 3488 m. Il n'y en a pas en fonctionnement actuellement dans le massif du Mont Blanc à cette altitude : on s'est rapporté aux mesures de Plateau Rosa, situé à la même latitude donc probablement peu différentes de celles que l'on aurait sur les flancs de l'Aiguille du Midi.

Les relevés de ces différentes stations, particulièrement les stations suisses, présentent une très grande sécurité. Avec toute la prudence que l'on doit observer dans l'adoption de données météorologiques, il faut reconnaitre que celles-ci méritent la plus grande confiance. Ce sont des stations de première importance dans le réseau national suisse, et leur ancienneté a donné l'occasion de maintes vérifications : les températures sont relevées au St Gothard depuis 1781, et au Grand Saint Bernard depuis 1821.

I. VALEURS MENSUELLES ET ANNUELLES DE LA TEMPERATURE MOYENNE

Les tableaux n° 6 à 9 ainsi que la figure n°16 rassemblent les données thermomètriques de quelques stations de l'arc alpin, avec plus de détails pour les trois stations du Tour, Grand St Bernard et Plateau Rosa , dont les observations servent de base pour l'étude de la fusion glaciaire.

Quelques observations doivent être faites :

La première concerne le calcul des moyennes, établi de manière différente en France et en Suisse. La station française du Tour ne donne que les températures journalières maximales et minimales : la moyenne arithmétique des deux moyennes mensuelles donne la température moyenne mensuelle. En Suisse, la moyenne journalière est basée sur 6 observations et non seulement sur les températures extrêmes. La précision est donc plus grande. Elle l'est davantage encore sur les observations faites dans les trois stations de Grande Dixence, où l'on prend les moyennes de 48 valeurs de température chaque jour, mesurée toutes les demi-heures. La comparaison de cette dernière faite avec une moyenne des deux seules valeurs maximale et minimale, montre une différence moyenne de 0°4 environ par défaut : la température maximale ne durant généralement qu'un temps très court et étant donc peu significative.

La deuxième observation concerne le choix de l'année hydrologique. En effet le cycle hydrologique ne suit pas le calendrier. La période froide débute pour nos rivières de montagne dès l'automne avec l'arrêt de la fusion nivale et glaciaire. L'accumulation neigeuse qui donne lieu à la fusion d'un été, a commencé dès le mois d'octobre de l'année précédente, au moins sur la majeure partie du bassin. C'est donc de l'année hydrologique débutant le 1er octobre qu'il sera question dans ce travail, ce qui a amené à grouper les observations météorologiques de la même façon.

D'autre part il est recommandé pour les études hydrologiques de prendre comme champ d'études une ou plusieurs décennies dont le chiffre se termine par 0 ou 5. Nous avons été amenée à adopter la décennie 1955-1965, qui comporte le plus de relevés de débits dans la vallée de la Haute Arve, ainsi que de mesures climatiques. C'est donc la décennie hydrologique 1er octobre 1954-30 septembre 1964 qui formera le cadre le plus usuel de nos observations.

L'altitude apporte dans nos pays tempérés des conditions de températures des pays froids et même polaires. A 1000 m. l'hiver est assez voisin de celui de Copenhague et l'été est aussi frais qu'au pays de Galles. (PEGUY 1968). Le régime thermique du Tour, à 46 ° de latitude, mais à 1460 m. d'altitude est très proche de celui de Trondjhem (Norvège) à plus de 63° de

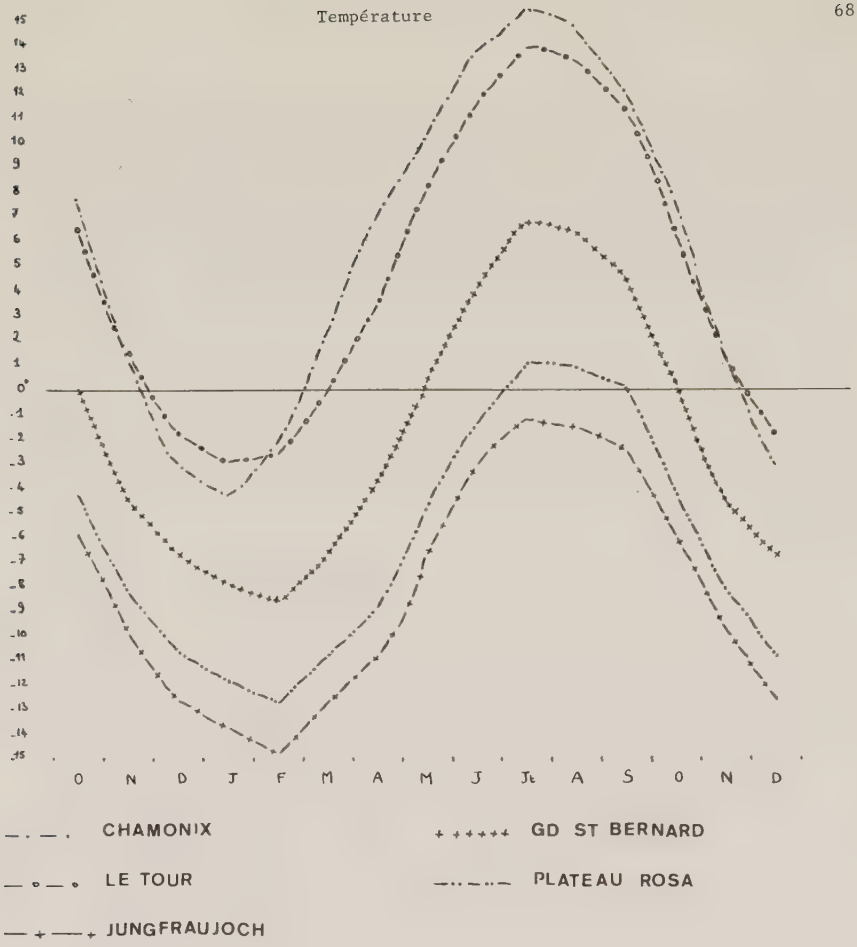


FIG. 16. TEMPERATURE MOYENNE MENSUELLE

(OCT. 1954 - SEPT. 1964)

TABLEAU N° 6. Station du TOUR (1460 m.)

Température moyenne mensuelle

Années	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
1954/55	7°4	2°7	-1°1	-1°3	-3°9	-1°4	2°7	7°3	11°2	13°1	12°9	10°2	5°
1955/56	5°3	2°	0°5	-1°7	-10°4	-0°3	1°8	9°5	9°5	13°7	11°8	12°8	4°5
1956/57	5°	-1°4	-2°3	-2°4	-0°8	4°	4°	5°2	11°8	13°4	12°5	9°7	4°9
1957/58	8°3	3°2	-2°	-3°2	-1°	-3°6	0°4	10°1	10°8	14°4	14°8	13°2	5°5
1958/59	6°	2°3	-0°9	-4°	-0°1	2°4	5°3	8°8	12°5	15°7	13°	12°1	6°1
1959/60	6°2	0°7	-0°7	-3°2	-0°6	1°8	4°4	11°2	13°4	12°3	13°5	9°3	5°7
1960/61	4°7	1°5	-2°9	-2°8	0°5	2°1	6°6	7°5	13°1	13°4	14°6	15°6	6°1
1961/62	7°2	0°9	-1°2	-2°8	-2°7	-2°4	2°1	5°5	10°7	12°6	16°	10°8	4°7
1962/63	8°	-0°9	-4°3	-7°3	-7°1	-1°3	3°3	6°5	10°7	15°2	11°9	11°1	3°8
1963/64	7°9	2°7	-2°1	-0°2	0°	-0°3	4°9	10°8	13°5	15°8	12°9	11°3	6°4
1964/65	2°9	4°3	-2°8	-3°8	-6°4	-0°9	1°3	7°4	12°5	12°9	13°1	8°9	4°1
1965/66	9°8	0°1	-2°3								12°1	12°9	
Moyenne 1er octobre 1954/30 sept.1964 :	6°6	1°4	-1°7	-2°9	-2°6	0°1	3°5	8°2	11°7	14°	13°4	11°6	5°3
Moyenne 1935/1960 :	6°3	0°9	-2°	-3°4	-3°1	1°4	4°1	8°3	11°6	13°8	13°1	10°6	5°1
Moyenne mensuelle des maxima et minima journaliers :													
Maxima	10°6	4°3	1°3	0°4	1°1	3°8	7°3	12°6	16°4	18°8	18°	16°	
Minima	2°2	-1°5	-4°4	-6°2	-6°3	-3°6	-0°2	3°8	7°	9°	8°8	7°2	
Amplitude	8°4	5°8	5°7	6°6	7°4	7°4	7°5	8°8	9°4	9°8	9°2	8°8	7°9

TABLEAU N°7. SUISSE

Température moyenne mensuelle et annuelle au Graud St Bernard (2479m.)

	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
1954/55	0°7	-3°8	-5°1	-6°3	-10°	-7°3	-3°1	0°	3°9	6°7	5°7	3°5	-1°2
1955/56	-0°9	-4°2	-4°7	-6°9	-16°1	-7°6	-5°5	1°	1°6	7°	6°1	5°3	-2°1
1956/57	-1°1	-6°2	-6°8	-7°4	-6°4	-1°6	-3°2	-1°8	4°7	6°9	6°3	3°9	-1°
1957/58	1°7	-2°8	-7°2	-8°4	-6°3	-9°1	-6°4	3°	3°5	7°3	8°5	6°8	-0°8
1958/59	-0°3	-3°8	-6°7	-8°6	-5°4	-4°8	-2°8	0°3	4°4	8°6	6°1	5°5	-0°6
1959/60	-0°1	-5°5	-7°8	-9°2	-7°2	-6°7	-3°8	1°7	5°1	4°7	5°8	2°1	-1°7
1960/61	-2°8	-2°4	-5°4	-5°3	-4°2	-4°3	-1°3	-0°7	5°2	5°3	7°2	7°4	-0°1
1961/62	0°3	-5°	-5°7	-7°9	-9°1	-10°8	-5°3	-1°	3°2	6°2	9°6	4°4	-1°8
1962/63	1°5	-7°	-9°5	-13°	-12°7	-6°6	-3°1	-0°3	4°	8°2	5°6	4°	-2°4
1963/64	1°6	-3°3	-7°9	-6°2	-6°9	-6°7	-2°6	2°6	5°7	8°5	6°5	5°4	-0°3
1964/65	-2°9	-2°6	-7°6	-9°	-12°6	-7°4	-5°8	0°1	5°3	6°1	5°8	1°7	-2°4
1965/66	2°6	-5°7	-6°4	-8°2	-3°9	-7°7	-1°9	1°6	5°4	5°8	6°6	7°5	-0°3
1966/67	1°4	-8°2	-8°3	-8°	-7°7	-5°5	-4°4	0°2	3°6	9°1	8°1	4°5	-1°3
1967/68	3°8	-2°1	-7°6	-8°8	-7°3	-5°8	-1°8	0°	4°7	7°4	5°4	4°	-0°7
1968/69	4°	-3°	-8°8	-6°5	-12°1	-6°7	-4°5	2°	2°8	8°2	6°2	5°4	-1°1
1969/70	4°1	-4°6	-10°2	-7°1	-9°8	-9°5	-5°6	-0°5	5°3	7°2	7°5	7°1	-1°9
1970/71	1°2	-2°1	-7°8	-8°5	-8°1	-10°3	-1°5	1°7	3°2	9°	9°4	4°9	-0°7

Moyenne 1er octobre 1954/30 septembre 1964 :

0°1	-4°4	-6°7	-7°9	-8°4	-6°5	-3°7	0°4	4°1	6°9	6°7	4°8	-1°2

Moyenne 1931/1960 :

-0°1	-4°4	-7°5	-8°6	-8°5	-6°2	-3°4	0°5	4°5	7°2	7°	4°6	-1°2

Température moyenne à Grimsel Hospiz (1959 m.) :

1931/1946	2°4	-1°9	-4°6	-5°6	-5°8	-4°1	-1°1	3°6	6°8	9°1	8°9	6°2	1°2

Température moyenne à Saint Gothard (2096 m.)

1901/60	1°	-3°5	-6°2	-7°4	-7°3	-5°	-2°	2°3	5°6	8°2	8°1	5°4	-0°1
1951/60	1°	-3°	-5°3	-7°5	-7°5	-4°5	-2°1	2°1	5°7	8°3	7°8	5°7	0°

TABLEAU N°8. SUISSE (suite)

Température moyenne mensuelle et annuelle à Plateau Rosa, Pennines (3488 m.)

	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
1954/55	-3°8	-6°7	-10°	-9°3	-15°	-11°6	-9°2	-5°1	-1°5	0°4	-0°7	-2°2	-6°2
55/56	-5°5	-7°8	-9°4	-11°3	-20°1	-12°	-10°6	-4°7	-3°5	0°8	0°4	0°4	-7°
56/57	-5°8	-9°9	-10°6	-12°2	-11°3	-6°7	-8°8	-6°6	-0°9	0°8	0°3	-1°1	-6°
57/58	-2°4	-6°4	-10°3	-12°2	-10°6	-14°1	-11°7	-2°6	-1°7	1°7	2°5	1°3	-5°5
58/59	-5°2	-7°5	-10°2	-13°1	-8°4	-8°9	-7°7	-4°3	-0°7	1°9	0°6	0°7	-5°2
59/60	-4°1	-8°5	-11°	-12°4	-11°4	-10°4	-9°1	-4°1	0°2	-0°7	0°2	-2°8	-6°2
60/61	-7°2	-8°8	-11°8	-11°9	-9°6	-8°7	-6°1	-5°7	-0°3	0°	1°7	2°5	-5°5
61/62	-3°3	-7°8	-9°8	-11°1	-12°9	-13°5	-10°1	-6°3	-1°6	1°1	4°	0°	-5°9
62/63	-2°1	-10°8	-13°2	-15°9	-15°3	-10°9	-7°9	-5°	-0°9	2°9	0°5	-0°6	-6°6
63/64	-2°5	-6°9	-10°	-9°1	-11°	-10°6	-7°5	-2°5	0°8	2°4	0°9	0°3	-4°6
64/65	-7°3	-6°	-10°1	-12°5	-16°	-11°2	-10°8	-5°9	-0°4	1°1	0°7	-2°2	-6°7
65/66	-1°3	-9°3	-10°6	-13°	-7°7	-12°3	-7°7	-2°8	0°3	0°1	0°5	-2°6	-5°5
66/67	-2°6	-11°7	-13°3	-14°4	-10°2	-9°	-9°8	-4°5	-2°1	3°5	2°	-0°9	-5°8
67/68	-0°9	-5°5	-11°4	-13°	-11°1	-9°7	-5°9	-4°1	-0°2	1°2	-0°3	-1°4	-5°2
68/69	-1°9	-6°4	-13°2	-10°5	-16°6	-11°4	-9°6	-2°3	-2°7	2°	0°	0°1	-6°
69/70	-1°4	-8°6	-14°3	-10°2	-15°5	-14°8	-11°8	-6°6	-0°3	0°7	0°8	0°2	-6°8
Moyenne 1er oct.1954-30 sept.1964:													
	-4°2	-8°1	-10°6	-11°8	-12°5	-10°7	-8°8	-4°7	-1°1	1°1	1°	-0°1	-5°8
Moyenne des maxima et minima journaliers :													
Max.	-1°6	-5°6	-7°9	-9°	-9°5	-7°8	-5°8	-1°5	1°8	4°1	3°7	2°4	
Min.	-6°6	-11°7	-13°1	-14°6	-15°4	-13°5	-11°5	-7°6	-3°7	-1°4	-1°6	-2°5	
Ampl.	5°	6°1	5°2	5°6	5°9	5°7	5°7	6°1	5°5	5°5	5°3	4°9	5°5

Température moyenne au Jungfraujoch (Alpes Bernoises. 3579 m.):

1938/60	-7°1	-10°6	-13°2	-14°2	-14°8	-13°6	-11°2	-6°8	-3°6	-1°8	-1°7	-3°6	-8°5
1954/64	-5°9	-9°9	-12°6	-13°7	-14°7	-12°8	-10°9	-6°7	-3°	-1°1	-1°4	-2°3	-7°9

Tableau n° 9. TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES

I. Dans quelques stations françaises

	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
Chamonix 1054m.(35-60)	7°7	1°4	-3°	-4°3	-2°2	2°4	6°9	10°1	13°6	15°6	14°8	12°2	6°6
Contamines 1164m.(56-65)	8°3	2°6	-0°5	-1°2	-0°8	2°7	6°3	10°	12°8	14°8	14°4	12°2	6°6
Mégève 1113m.(46-60)	6°5	1°4	-1°8	-3°5	-3°	2°1	5°8	9°8	12°6	14°8	14°2	11°7	5°9
Pralognan 1434m.(57-67)	7°1	1°8	-2°	-3°6	-2°2	0°8	4°3	8°5	11°9	13°7	13°7	11°1	5°5
Champagny 1440m.(58-63)	5°9	-0°4	-5°6	-6°7	-5°8	2°6	3°3	7°9	12°3	13°2	12°7	8°2	4°
AUssois 1490m.(50-60)	3°5	-0°5	-5°5	-3°5	-2°5	2°5	6°5	13°	16°5	18°	17°	12°5	6°5
Bessans 1707m.(56-63)	4°	-1°8	-6°7	-7°9	-6°1	1°5	1°9	6°8	10°8	12°3	11°6	7°3	2°6
Tignes 1730m.(56-65)	6°1	1°6	-2°	-2°8	-2°9	0°6	2°7	7°4	10°7	12°6	12°3	10°3	4°8
Bonneval 1790m.(46-60)	4°7	-0°6	-4°5	-5°8	-4°	-0°3	2°9	7°3	10°7	13°	12°2	9°7	3°8
Bourg d'Ois. 720m.(55-65)	9°2	3°6	-0°1	-1°2	-0°5	3°3	8°3	12°7	15°7	18°5	17°5	14°8	8°3
Les Claux 1260m.(51-60)	9°8	3°7	0°3	-1°2	-0°2	3°6	7°2	11°9	14°8	17°2	16°3	14°2	8°7
St Christ.enO. 1400m.(54-65)	6°2	1°4	-0°7	-1°7	-1°3	2°	5°	10°6	13°1	15°1	14°8	12°9	6°4
Chazelet 1780m.(49-67)	6°	0°9	-1°8	-2°8	-2°3	0°2	3°2	7°3	10°6	12°8	12°7	10°5	4°8

II.Dans quelques stations italiennes :

Valpelline 950m. (13-59)	9°7	4°7	1°2	0°2	2°5	5°7	9°2	12°7	16°	18°2	17°6	14°4	9°3
Courmayeur 1220m.(51-66)	8°2	3°4	-0°1	-1°	0°5	3°	6°6	10°9	14°8	16°7	15°9	13°3	7°7
D'Ejola 1850m.(20-59)	5°7	-0°5	-2°6	-3°2	-2°2	0°3	3°5	7°	10°7	13°1	12°6	10°1	4°5
LagoGabiet 2340m.(20-59)	2°7	-1°8	-5°2	-6°6	-5°5	-3°4	-0°4	3°	6°6	9°4	9°2	6°8	1°2
Lago Goillet 2526m.(30-59)	2°1	-2°3	-5°6	-6°2	-5°3	-2°3	-0°2	4°	6°2	9°1	8°1	5°8	1°1

latitude, comme le montrent les chiffres suivants :

	janvier	juin	juillet	août	Année
Le Tour	-2°9	11°6	13°8	13°1	5°3
Trondjhem	-2°6	11°9	14°	13°5	4°7

Quant à celui du Grand Saint Bernard (2479m.), il se rapproche de celui d'Angmagssalik (Groenland) avec des hivers moins rigoureux :

Gd St Bernard	-8°6	4°1	6°9	6°7	-1°2
Angmagssalik	-11°	4°9	6°6	5°8	0°

On remarquera que la comparaison ne peut se faire qu'avec des stations de position océanique. On ne trouve dans nos Alpes aucune des températures extrêmes des pays à climat continental. Jungfraujoch (3579m.) a -8°5 de moyenne annuelle comme Uelen en U.R.S.S. ou Upernavik, en Groenland, mais ces deux stations ont des mois extrêmes de -22° et +5°, alors que Jungfraujoch n'a que -14°8 et -1°7. Plateau Rosa ,à3488m. a une moyenne annuelle de -5°8 (mois extrêmes -12°5 et 1°1) alors que Jakobshavn (Groenland) a une moyenne de -6° avec des extrêmes de -19° et +8°. L'Aragats en Arménie occidentale à la même altitude que Plateau Rosa, 3400m., a des mois extrêmes de -12°9 et +9°6 (DERRUAU 1971). Ce sont donc des régimes thermiques de pays froids, mais peu contrastés : les températures d'hiver sont moins rigoureuses, mais les étés plus froids ne permettent pas le dégel suffisant pour rendre possible l'habitat permanent.

Les valeurs extrêmes de la température moyenne mensuelle sont moins dispersées en altitude (écart: 6°1 au Tour, 5°6 à Plateau Rosa) avec des valeurs moins fortes en hiver.

Les valeurs extrêmes de la température moyenne annuelle pour cette décennie 1er oct.1954/30 sept.1964 sont :

	minimum	maximum	amplitude
Le Tour	3°8 en 1962/63	6°4 en 1963/64	2°6
Grand St Bernard	-2°4 en 1962/63	-0°1 en 1960/61	2°3
Plan Rosa	-7° en 1955/56	-4°6 en 1963/64	2°4
Jungfraujoch	-9°3 en 1955/56	-7°1 en 1960/61 et 64	2°2

Sur 30 ans, la température moyenne annuelle a varié au Tour de 7°9 (1948) à 2°5 (1939)

Quant aux températures moyennes décennales, elles varient de -2°18 (1851-60) à -0°82 (1941-50) au Grand Saint Bernard.

Ce sont des écarts assez faibles : comme nous le verrons plus loin, cette régularité se réflète dans celle des régimes glaciaires.

Enfin, la fusion glaciaire est déterminée bien davantage par la température estivale que par la température annuelle. Il est donc intéressant de voir sur de longues périodes l'évolution des températures estivales, soit des 3 mois d'été (juin, juillet et août). On a les valeurs suivantes (fig.N°16bis)

	Grand St Bernard (2479m.)		St Gothard (2095m.)	
1821-30	5°5			
1831-40	5°9			
1841-50	5°5			
1851-60	5°3	5°5		
1861-70	5°7			
1871-80	6°		7°2	
1881-90	5°2	5°62	6°6	6°98
1891-1900	5°6		7°	
1901-10	5°7		7°	
1911-20	5°3	5°76	6°6	7°02
1921-30	6°3		7°4	
1931-40	6°		7°2	
1941-50	6°8	6°25	8°1	7°52
1951-60	5°9		7°3	
1961-70	6°2			

Les moyennes sur 30 ans font apparaitre un réchauffement continu aux deux stations depuis un siècle. En particulier une période d'étés chauds (1921-1950) succède à un siècle d'étés plus frais (1820-1920) et surtout (1880-1920). Le refroidissement amorcé pendant la décennie 1951-60 donne encore des valeurs supérieures à la moyenne de longue période.

II. VARIATIONS JOURNALIERES DE LA TEMPERATURE

Les oscillations journalières de la température provoquent des pulsations correspondantes dans les débits des rivières glaciaires : il est donc important de connaitre l'allure des courbes journalières qu'enregistrent les thermographes et dont on verra quelques exemples dans les figures du chapitre XI.

Au Tour (1460m.) on note que les températures maximales ont lieu le plus souvent entre 13 h. et 15 h. en mai, septembre et octobre, entre 16 h. et 18 h. dans les journées les plus chaudes de l'été. Les minima paraissent plus réguliers et se produisent entre 4 h. et 6 h. du matin.

A Plateau Rosa (3488m.) les températures minimales sont constatées entre 4 h. et 7 h. du matin; les températures maximales ont lieu plus près de 13 h. l'hiver et de 16 h. en période chaude, donc avec un peu plus d'avance que dans les vallées.

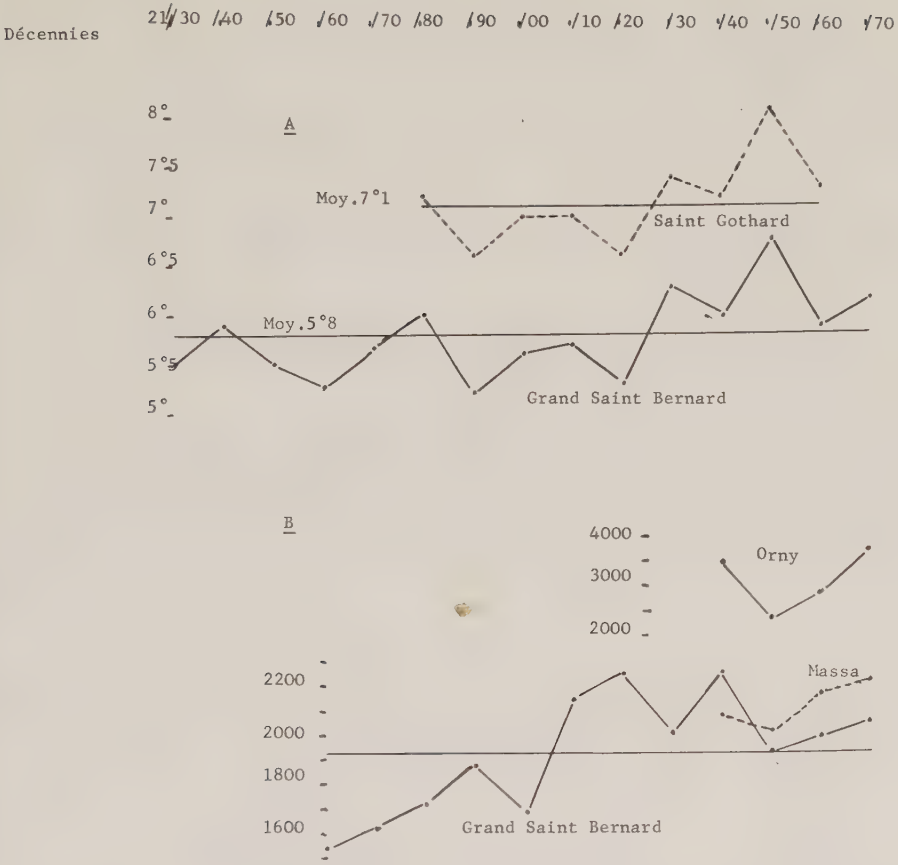


Fig. n° 16 bis. Evolution décennale :

A : de la température

B : des précipitations

Si les différences d'heure d'apparition des extrêmes sont faibles entre moyenne et haute altitude, il n'en est pas de même pour l'amplitude des variations de la température journalière. Pour la seule année 1957, on trouve les amplitudes moyennes suivantes :

Février	6°	au Tour	1°1 à	Plateau Rosa
Mai	8°7	-	3°2	-
Juillet	9°7	-	2°7	-
Octobre	10°3	-	1°6	-

Pour la décennie 1951/60, R.BALSEINTE (1966) donne les valeurs suivantes de l'amplitude :

	Janvier	Février	Juillet	Août
Chamonix (1030m.)	10°	10°	13°	12°
Le Tour (1460m.)	7°	8°	10°	9°
Bissorte (2120m.)	7°	7°	9°	8°

Enfin, l'amplitude des maxima et des minima extrêmes dans un même mois est assez régulière : d'environ 22° au Tour, elle est de 18°5 au Saint Gothard et de 16°6 au Grand St Bernard.

Que ce soit donc dans les valeurs mensuelles ou journalières, l'altitude agit comme un régulateur de l'amplitude thermique : on voit ici l'application de ce qui a déjà été dit, que le rayonnement solaire a moins d'action sur l'air raréfié des hautes altitudes, que le rayonnement secondaire de la surface terrestre sur l'air dense des vallées.

III. NOMBRE DE JOURS DE GELEE:

Le graphique n°16 donne une première indication sur la longueur de la période de températures positives et négatives, considérées dans les moyennes . La période où la température moyenne est supérieure à 0° raccourcit rapidement avec l'altitude avec les dates suivantes :

Station	Altitude :	Durée	: Date moyenne
Chamonix	1055 m.	+ de 9 mois	1er mars au 5 décembre
Le Tour	1460	8 mois 1/2	15 mars au 1er décembre
Gd St Bernard	2479	5 mois	15 mai au 15 octobre
Plateau Rosa	3488	2 mois	juillet et août

On peut compter qu'entre 1500 et 3500 m. la longueur de la période à moyenne mensuelle positive raccourcit de 8 à 11 jours par 100 m. d'altitude.

Mais il est plus important de considérer les jours de gelée effective c'est-à-dire les jours où la température minimale est descendue au-dessous de 0°, même si la température moyenne de la journée est positive. Il s'agit souvent de gel nocturne, se produisant à la fin de la nuit : il est d'une

importance très grande sur les débits.

Au Tour (1460 m.) pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, on a les chiffres moyens suivants :

Décembre, janvier et février sont des mois de nombreux jours de gelée,respectivement 27, 29 et 25 jours. La température positive des nuits est exceptionnelle. En mars et avril le nombre de jours de gelée est très variable d'une année à l'autre : mars 1957 a eu 12 jours de gelée alors que mars 1958 en a eu 31. Avril 1958 en a eu 23 alors que avril 1961 n'en a eu qu'un seul. L'automne est aussi irrégulier : 2 jours de gelée en octobre 1963 et 18 en octobre 1964, 8 en novembre 1964 et 25 en novembre 1956. Il ne gèle qu'exceptionnellement en juin et septembre et il n'y a pas d'exemple de gel au Tour en juillet et août.

La moyenne annuelle du nombre de jours de gelée est de 143 jours au Tour, avec un minimum de 121 jours en 1963/64 et un maximum de 165 jours en 1961/62. En Maurienne, elle est de 158 jours à Aussois (1490 m.) et de 191 jours à Bonneval (1790m.). En Vanoise elle est de 165 jours à Pralognan (1390 m.)

Si l'on considère le nombre de jours de gel continu, soit les jours où la température maximale est resté négative, on trouve les données suivantes pour la même décennie au Tour:

Le nombre moyen de jours de gel continu est de 42, avec un minimum de 27 pour l'année 1958/1959 et un maximum de 86 en 1962/1963. La durée moyenne est de 9, 11 et 10 pour les trois mois de décembre, janvier et février, 4 pour mars et novembre, entre 1 et 2 pour octobre et avril. La plus longue période de gel continu a été janvier et février 1963 avec respectivement 23 et 25 jours, et février 1956 avec 23 jours. Par contre février 1959 et 1964 comme janvier 1955 n'ont eu que 3 jours de gel continu.

Pour la période 1950-1965, le nombre de jours de gel continu est de 33 à Aussois et de 63 à Bonneval. Au Jungfraujoch (3579 m.) le gel est continu de septembre à fin juin.

IV. NOMBRE DE JOURS DE FORTE TEMPERATURE

Il faut aussi considérer la fréquence des jours de grosse chaleur : nous avons choisi les jours où la température maximale dépasse 20° au Tour. Nous verrons plus loin que cela implique que les bassins versants des glaciers du massif du Mont Blanc sont soumis à des températures positives et donc à la fusion sur l'intégralité de leur surface.

Pendant la décennie 1954-64, la moyenne des jours de grosse chaleur est de 44 pour tout l'été: elle a été le plus faible, 32 jours, en 1955 et 1957 et le plus forte en 1961, 58 jours grâce à l'exceptionnel mois de septembre. Mai et octobre n'en comportent que rarement; juin en a plus que septembre 8 au lieu de 7 mais avec une dispersion moindre (de 4 à 12 jours en juin, de 2 à 21 jours en septembre); juillet l'emporte nettement sur août, avec respectivement 14 et 11 jours. Le chiffre le plus fort est juillet 1959 avec 23 jours, puis juillet 1964 et septembre 1961 avec 21 jours.

V. DECROISSANCE DE LA TEMPERATURE AVEC L'ALTITUDE.

Il est essentiel pour l'étude de la fusion des neiges et des glaces de connaitre le plus précisément possible les lois qui régissent la décroissance de la température en montagne. Le gradient thermique vertical exprime en degrés la chute de la température par 100 m. d'altitude.

Dès juillet 1778, H.B. de SAUSSURE (1779) avait trouvé entre le col du Géant et Chamonix un gradient de 0°63. Du 15 juillet au 15 août 1887, VALLOT (1893) calculait le gradient : 0°62 entre Chamonix et le Mont Blanc, 0°67 entre les Grands Mulets et le Mont Blanc avec des températures moyennes de -6°4 au sommet et de 5°8 aux Grands Mulets (3000 m.) ainsi qu'un maximum absolu de +4° au Mont Blanc.

Citons encore quelques chiffres: H/Wson AHLMANN et S.THORARINSSON (1938-1943) ont mesuré une décroissance de la température de 0°60 sur le Vatnajökull (Islande) au-dessous de 700 m. d'altitude. Plus haut le gradient parait être de 0°48 à 0°50. Au Caucase, ZALIKHANOV trouve 0°53 (U.G.G.I 1973).

F.MULLER (1967) a trouvé à Axel Heiberg Island (Canada) un gradient de 0°30 en mai et de 0°60 en août.

Dans les Alpes du sud, A.DOUGUEDROIT et M.F. de SAINTIGNON (1970) concluent à un gradient de 0°60 pour les températures moyennes et maximales; pour les minima, le gradient varie entre les adrets 0°55 et les fonds de vallée 0°64.

Nous avons calculé pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964 le gradient thermique entre le Tour (1460 m.) et le Grand St Bernard (2479m.) d'une part et entre Grand St Bernard et Plateau Rosa (3488 m.) d'autre part:

	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
Tour-GSB.	0.65	0.58	0.50	0.50	0.57	0.66	0.72	0.78	0.76	0.71	0.67	0.68	0.65
GSB-PRosa	0.43	0.37	0.39	0.39	0.41	0.42	o.51	0.51	o.55	o.58	o.57	o.49	0.47

Entre 1500 et 2500 m. le gradient est donc de 0°65 en valeur moyenne ; il est le plus fort au printemps, alors que la terre se réchauffe plus vite que l'air; il peut atteindre des valeurs fortes lors de printemps très chauds, tels que mai 1960, 0°95. Il est le plus faible en décembre et janvier. Entre 2500 m. et 3500 m. le gradient est plus faible, 0°47 en moyenne. Les plus fortes valeurs sont plus tardives, en juin, juillet et août et les plus faibles sont au contraire plus avancées en saison, novembre, décembre et janvier.

Le gradient thermique est donc nettement plus fort dans les vallées que sur les hauts sommets, même en tenant compte des différences de position entre les stations, et comme le faisait prévoir ce qui a été dit sur le rayonnement. Deux phénomènes s'y ajoutent :

1) La proportion de surface englacée, croissante avec l'altitude a un effet propre. La température de l'air au-dessus du glacier et au-dessus de rochers a été mesurée par C.P.CAPELLO (1959) au glacier italien du Miage.

Il l'a trouvée de 1°4 à 4°7 plus basse sur le glacier que sur les roches voisines déneigées, avec une moyenne de 3°. Le glacier a donc tendance à se conserver par autocatalyse. L'hiver, la neige joue un rôle d'isolant thermique, tout concourt à donner aux fonds de vallée des caractères plus forts de continentalité alors que les sommets appartiennent à un monde moins contrasté.

2) Un deuxième phénomène est à signaler : l'inversion de température. Elle se produit l'hiver par temps calme anticyclonique, lorsque les couches inférieures de l'air se disposent par ordre de densité, les plus froides au contact du sol gelé qui les refroidit encore. Le brouillard y ajoute encore une couverture isolante alors qu'au-dessus de lui le soleil réchauffe les couches supérieures de l'air. R.BALSEINTE (1966) a relevé entre Chamonix (1030m) et le Tour (1460m.) de 1951 à 1960, 141 cas d'inversion, où il gèle à Chamonix, sans qu'il gèle au Tour. En janvier même, cette inversion se traduit dans les moyennes: Chamonix est à -4° et le Tour à -2°9.(fig.N°16). Mais d'une part ce phénomène n'a lieu que l'hiver, alors que la fusion est ralentie, sinon tout à fait arrêtée; d'autre part il ne touche que les fonds de vallée encaissés, plus bas que la langue des glaciers. L'inversion de température a donc une influence minime sur la fusion glaciaire ou neigeuse et on peut la tenir pour négligeable dans cette étude.

On peut donc dire que, en haute montagne, il ne parait pas y avoir de relation parfaitement linéaire entre la température et l'altitude; les contrastes dûs aux positions topographiques disparaissent peu à peu. Parallèlement à la raréfaction de l'air et au dégagement des reliefs, le refroidissement de l'air se ralentit avec l'altitude. Dans un même massif, le gradient thermique vertical varie avec la saison et l'altitude, et ses valeurs sont plus faibles à mesure qu'on s'approche des plus hauts sommets.

VI. L'ISOTHERME 0°.

Ce que l'on sait de la décroissance de la température avec l'altitude permet de calculer sans trop d'erreur l'altitude de l'isotherme 0° selon les saisons : cette altitude est capitale pour ce travail puisqu'elle commande la fusion.

Pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, en utilisant les valeurs des températures du Tour et du Grand St Bernard pour les 6 mois d'hiver et celles du Grand St Bernard et de Plateau Rosa pour les 6 mois d'été, on obtient les altitudes suivantes de l'isotherme 0° :

: 10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	:Année
2500	1700	1120	880	1000	1480	1960	2560	3280	3680	3660	3460	2270

A.COUTAGNE (1954) donne des chiffres un peu différents, basés sur les travaux d'ANGOT,FOREL et MAURER, c'est-à-dure sur des mesures de température effectuées avant 1910, à une période plus froide:

10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Année
2450	1520	600	270	710	1300	1800	2360	3040	3570	3610	3120	2000

O.LUTSCHG (1926) donne le Valais les valeurs suivantes, à une époque un peu plus récente :

2380	1490	580	370	900	1330	1990	2550	3160	3530	3630	3150	2090

Il est interessant de noter que ces évaluations anciennes situent très bas l'isotherme 0° en hiver ; la raison peut en être qu'on s'est alors basé sur des températures des fonds de vallée, soumises aux inversions, alors que nous avons à notre disposition maintenant des températures plus nombreuses et en particulier sur les versants plus dégagés.

Enfin R.HAEFELI (1955) donne pour la Suisse, une altitude moyenne de l'isotherme 0° comprise entre 2133 et 2267 m.

Dans des années exceptionnellement chaudes, on peut supposer que l'isotherme 0° a pu remonter jusqu'à des altitudes moyennes de :

-4200 m. en août 1962
-4115 m. en juillet 1967
-4040 m. en juillet 1963

Selon les années la situation est très variable : l'altitude moyenne de l'isotherme 0° a été 2170 m. en mars 1957 et 810 m. en mars 1958. Elle est de 3350 m. en juillet 1960; soit près de 800 m. plus bas qu'en juillet 1967.

Les altitudes journalières sont évidemment plus fortes : on peut estimer que pour une température de 28° atteinte exceptionnellement au Tour (moyenne journalière), on a 21° au Grand St Bernard, 15° à Plateau Rosa, et l'isotherme 0° doit se trouver non loin de 6000m. d'altitude.

VII.ALTITUDE DE L'ISOTHERME 0°, ET SURFACES SOUMISES A LA FUSION

Une conséquence notable de la montée et de la descente de l'isotherme 0° selon les saisons est qu'elle délimite des zones d'accumulation et d'ablation très variables sur les glaciers.

Au-dessus d'elle on peut admettre qu'il n'y a pas de fusion (en fait, nous verrons que ce n'est pas rigoureusement vrai). Au dessous les bassins sont en état d'écoulement liquide.

On peut chiffrer pour quelques bassins glaciaires les différences de surfaces soumises à la fusion selon les mois :

	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Alt.Isoth.0°	2500	1700	1120	880	1000	1480	1960	2560	3280	3680	3660	3460
Bassin versant de L'Arveyron de la Mer de Glace :												
En km2	28	3	0,4			2	6	30	60	74	74	69
En %	36	5	0,6			3	9	38	77	95	95	89
B.V. de l'Arveyron d'Argentière :												
En km2	5	0,8				0,4	1,7	6	25	29	29	27
En %	18	2				1	5	21	78	94	94	88
B.V. de Bionnassay:												
En km2	12	7	0,2	0,2	0,2	2	9	12	16	18	18	17
En %	64	37	1	1	1	10	43	65	90	96	96	92
B.V. des Bossons-Taconnaz :												
En km2	7	3				1	4	8	13	16	16	14
En %	30	12				7	18	33	57	69	69	61
B.V. du Tour :												
En km2	2	0,3					1	3	9	11	11	10
En %	25	2					8	27	82	99	98	95
B.V. d'Aletsch :												
En km2	39	5				2	10	58	143	194	190	172
En %	19	2				1	5	27	69	94	92	84

On voit ainsi par quel double effet les variations de la température règlent la fusion. Non seulement un accroissement de la température fait fondre davantage chaque point du glacier, mais aussi il étend la surface du bassin versant soumise à la fusion. Il ne sera pas étonnant de trouver des variations très fortes des débits des torrents glaciaires.

VIII. SOMME DES TEMPERATURES JOURNALIERES POSITIVES :

On ne peut fermer le chapitre des conditions thermiques sans évoquer la question suivante :

Nous avons vu qu'en haute montagne la température moyenne est proche de 0° pendant de longues périodes, en hiver entre 1000 et 1500 m. d'altitude, dans les périodes intermédiaires, mai et octobre, vers 2500 m. et l'été de juin à septembre vers 3500 m. Or une moyenne mensuelle proche de 0° peut cacher de nombreuses journées de température positive, suivies de jours de gel, ou encore de nuits de gel, suivies de réchauffement diurne. Il peut donc y avoir fusion et il faut apporter quelque correction aux chiffres des moyennes. En particulier dans l'essai d'analyse des débits d'hiver, nous avons utilisé

non pas les moyennes journalières relevées dans les abris, mais les seules températures positives pendant le nombre de jours où elles ont eu lieu.

D'après Th. ZINGG (1951) la masse de neige ou de névé fondue de mai à septembre peut être considérée comme proportionnelle à la somme des températures moyennes journalières positives. Ce calcul est fait pour plusieurs stations suisses et publié dans les "Variations des glaciers suisses". Voici les chiffres donnés pour les deux stations de Säntis (2500m.) et Jungfraujoch (3578 m.) en degrés, ainsi que les années récentes de Grand St Bernard (2479 m.):

	1956	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	Moyenne
Säntis	650	816	794	577	682	610	647	760	489	614	684	505	694	773	754		684
Jfjoch		67	33	107	103	65	96	48	60	95	52	94	93	99			74
Gd St B.													963	1062	1011		

La répartition mensuelle est la suivante :

	5	6	7	8	9	10	Hiver	Eté	Année
Säntis (1930-1960)	64	126	185	182	127	52	77	684	760
Jungfraujoch (35-60)	1	9	29	23	10	1	1	73	74
Gd St Bernard(1969)	85	106	266	201	165	129	140	823	963
Ferpècle (1969-1973)		111	222	236	146				

Enfin l'observatoire de Säntis a relevé les moyennes suivantes pour les dernières décennies :

1901/10	546°3	1931/40	640°2	1961/70	645°8
1911/20	550°6	1941/50	755°9		
1921/30	656°6	1951/60	664°6	Moyenne 1921/60	679°3

On note la même tendance générale au réchauffement culminant dans la décennie 1941/1950; le contraste entre la période 1901/1930 (584°) et la période 1931/1960 (687°) est particulièrement accentué.

IX. ENSOLEILLEMENT ET NEBULOSITE.

Après avoir recueilli les précédentes observations sur les températures, il parait nécessaire de compléter l'étude thermique de l'arc alpin par un autre aspect du problème. A température égale, le ciel peut être couvert de nuages et de brouillard, ou limpide, et la durée de l'ensoleillement plus ou moins longue. Des observations sur ces différents phénomènes sont publiées en France et surtout en Suisse; que nous apprennent-elles ?

L'ensoleillement en heures est mesuré dans plusieurs stations françaises et suisses. Celles qui intéressent notre région sont en France : Abondance, Embrun, et Lyon; en Suisse, Sion, Jungfraujoch et Plateau Rosa.

D'après une étude d'ensemble faite en Suisse par M.SCHUEPP (1962), il ressort que pour les régions comprises entre 46° et 48° de latitude nord, telles que l'arc alpin, la durée possible de l'ensoleillement est comprise

entre 4471 et 4474 heures dans l'année; mais le plus ou moins grand encaissement réduit cette durée. Si la durée possible est encore de 4036 heures à Jungfraujoch, elle n'est que de 3865 à Sion, en fond de vallée.

La durée réelle est bien moindre : soit dans les vallées , 2631 h. à Embrun, 2094 h. à Sion et 2006 h. à Lyon. A Abondance (1000m.d'altitude) la durée réelle est de 1630 h. en haute altitude, on a respectivement 1727 h. et 2028 h. pour Jungfraujoch et Plateau Rosa. (Les périodes d'observations sont 1936-65 en France, 1931-60 en Suisse et seulement 1964-70 pour Plateau Rosa). Les valeurs mensuelles sont les suivantes :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	H	P	E	A	Année
Jfjoch	95	102	152	157	164	180	212	198	171	138	101	97	294	473	590	410	1767
Sion	102	123	175	199	208	228	262	234	191	162	112	98	323	582	724	465	2094
P.Rosa	131	144	175	177	197	208	218	190	183	181	113	109	384	549	616	477	2028

Pour les années prises en particulier, les stations de Plan Rosa et de Jungfraujoch ont donné les durées d'ensoleillement suivantes :

Jfjoch	Hiver	Print.	Eté	Autom.	Année	P.Rosa	H	P	E	A	Année
1958	259	430	552	418	1659						
1959	239	474	567	470	1750						
1960	194	492	468	257	1411						
1961	248	491	666	447	1852						
1962	291	396	753	511	1951						
1963	324	482	543	419	1768						
1964	467	396	713	404	1980			531	651	463	
1965	309	392	478	391	1570		380	528	627	418	1953
1966	190	500	532	401	1623		293	621	607	428	1949
1967	294	432	675	445	1846		400	486	671	516	2073
1968	276	566	510	449	1801		376	583	510	549	2018
1969	273	454	560	507	1794		371	549	635	495	2050
1970	239	329	551	484	1603		327	563	651	567	2108
Moyenne 58/70	276	449	572	436	1727	Moyenne 65/70	358	551	621	491	2021

L'examen de ces chiffres permet de faire les observations suivantes :

La durée d'ensoleillement croit de l'extérieur de l'arc alpin vers le sud, elle est plus forte à Plateau Rosa qu'à Jungfraujoch, à Embrun qu'à Lyon ou Abondance.

Dans les vallées elle est plus longue qu'en altitude. Sion est plus longtemps ensoleillé que le Jungfraujoch, de 29 heures l'hiver (10 %), de 109 heures au printemps (23 %), de 134 h. l'été (22 %) et de 55 h. en automne (13%).

Selon les chiffres de 1931/60, la période froide a moins d'heures de soleil que les 4 mois de juillet à octobre. A Jungfraujoch ces 4 mois ont une durée réelle d'ensoleillement égale à 48 % de la durée possible , alors que le reste de l'année en a 41 %. A Sion les mêmes valeurs donnent 59 % et 49 %.

La comparaison des valeurs de la période 1931-60 et 58-70 à Jungfraujoch montre que si le total est peu modifié, l'été perd des points et l'automne en gagne. Les étés ayant eu le plus grand nombre d'heures de soleil sont 1962, puis 1964 et 1967 (1970 à Plateau Rosa). Les plus déficitaires sont les étés 1965 et 1960. Ceci nous sera utile dans la comparaison des débits des différentes années.

Sur la surface même d'un glacier, la durée de l'ensoleillement varie non seulement avec la saison, mais aussi avec la pente, l'exposition et l'ombre portée des reliefs voisins. Sur deux glaciers voisins du massif de l'Otztal, dans le Tyrol autrichien, l'Hintereis et le Kesselwand, étudiés par H.HOINKES et G.WENDLER (1968) la durée de l'ensoleillement est presqueégale en juin et juillet, 13 heures par jour. Mais dès août, Kesselwand est plus ensoleillé que son voisin, gagnant jusqu'à plus de 2 heures en décembre et janvier. En moyenne annuelle, l'Hintereis perd 3 heures et le Kesselwand 2 heures d'ensoleillement possible par jour, sur la durée astronomique possible , par suite du relief.

Enfin si l'on veut comparer température et ensoleillement, on a les moyennes suivantes à Jungfraujoch :

	: Hiver	:Printemps: Eté	: Automne:	Année
Température 1941/50	-14°27	-8°96	-1°42	-6°26	-7°72
1951/60	-14°02	-10°11	-1°89	-6°38	-8°08
Ensoleillement en heures					
1941/50	297	480	611	434	1822
1951/60	278	473	535	407	1693

La période 1941/50 semble avoir eu des hivers plus froids et plus ensoleillés, et les trois autres saisons plus chaudes et plus ensoleillées. Température et durée d'ensoleillement varient en sens inverse l'hiver et dans le même sens le reste de l'année.

Il faut compléter ces observations par celles de la nébulosité. La relation entre enoleillement et nébulosité n'est pas inverse sinon pour les termes extrêmes : si la nébulosité est nulle, la durée d'ensoleillement est le plus longue; si elle est totale, la durée d'ensoleillement est nulle, mais ceci n'est vrai que pendant le jour. Or la nébulosité nocturne joue un rôle notable dans le refroidissement par rayonnement.

Le mesures de nébulosité sont faites en Suisse et publiées dans les Annales du Bureau Central de la Météorologie Suisse: la nébulosité est évaluée

de 0 à 10 selon la quantité de ciel couvert de nuages. Les données suivantes y ont été relevées :

Station	Altitude	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Année
Moyennes 1901-40						
Sion	549	5	5,3	4,6	5	5
Grindelwald	1040	5	5,3	4,9	5,1	5,2
Zermatt	1610	3,6	4,4	3,6	3,8	3,9
Saas Fee	1785	4,1	5	4,2	4,3	4,4
Grimsel	1959	6,3	6,8	6,3	6,2	6,3
St Gothard	2095	5,3	6,6	5,8	5,9	5,9
Grand St Bernard	2479	5	6,3	5,5	5,5	5,6
Jungfraujoch	3579	5,5	6,6	6,1	5,6	6
Moyennes 1931-60						
Sion	549	5,2	6,1	5,6	5,5	5,6
Zermatt	1610	4,2	4,6	4,4	4,3	4,4
St Gothard	2095	5,3	6,4	6	5,8	5,9
Grand St Beranrd	2479	5,2	6,1	5,6	5,5	5,6
Plteau Rosa	3488	4,7	5,5	5,3	4,9	5,1
Jungfraujoch	3579	5,9	6,3	6,1	5,7	6

Le nombre annuel de jours entièrement couverts ou entièrement clairs est également relevé :

Gd St Bernard (1901-40)	couverts:	26,3	38,4	27,6	32,5	124,8
	clairs	29	15,7	19,8	24,3	88,8
Jungfraujoch 1931-60	couverts	29,4	34,6	30,3	29,4	123,7
	clairs	19,7	15,8	15,2	22,7	73,4
St Gothard 1901-40	couverts	30,5	41,7	36,8	35	144
	clairs	27	14,9	17,3	23,5	82,7
1931-60	couverts	31,7	41,4	33,2	35,2	141,5
	clairs	25	16,3	15	21,8	78,1

La nébulosité s'accroit donc légèrement avec l'altitude et est moins forte dans les Pennines que dans l'Oberland Bernois. Elle atteint ses plus hautes valeurs moyennes en avril et mai. Décembre et janvier sont les mois les moins ennuagés, parfois juillet et août. Les valeurs extrêmesdes moyennes annuelles sont à Grand St Bernard, 1960 avec un maximum de 6,5 et 1899 avec un minimum de 4,2. Les valeurs extrêmes mensuelles sont 1,2 en février 1899 et 8,7 en avril 1922.

Les jours complètement couverts sont aussi nombreux à 2500 qu'à 3500 m. Par contre les jours complètement clairs sont plus nombreux à Gd St Bernard qu'au Jungfraujoch, et plus nombreux en automne et en hiver.

Enfin les données journalières montrent que la nébulosité est plus forte de 12 h.30 à 18 h.30 et plus faible de 21 h.30 à 9 h.30, à Plan Rosa.

La nébulosité est donc plutôt forte aux saisons et aux heures de fusion et en haute altitude. Elle ne parait donc pas favoriser l'ablation des neiges et des glaces alors que le regel nocturne est plutôt avantagé.

Enfin que nous apprennent les observations recueillies en Suisse sur le brouillard ? C'est-à-dire le nombre de jours où la visibilité ne dépasse pas 1 km horizontalement, que ce soit par brouillard ou par chute de neige.

Nombre de jours de brouillard

Station	altitude	Période	Hiver	Print.	Eté	Autom	Année
Sion	549	31-60	4.5	0.7	0.7	2.3	8.2
Grindelwald	1040	53-62	4.8	3.1	1	7.2	16
Guttanen	1058	31-60	3.3	3.1	3.2	6	15.6
Reckingen	1332	31-60	6	2.8	1.2	4.1	14.1
Zermatt	1610	31-60	5.7	5.5	6.9	7.9	26
Grimsel	1959	46-60	32.2	33.2	37	33.1	135.5
St Gothard	2095	31-60	43	52.6	47.3	50.9	193.8
Gd St Bernard	2479	31-60	32	42.9	40.3	37.1	152.4
Säntis	2500	31-60	51.5	59.6	70.3	50	231,4
Jungfraujoch	3579	38-60	49,4	57,1	55,5	47.5	209.5

Le brouillard est donc très fréquent en altitude, il se produit près d'un jour sur deux à partir de 2500 m. Ses fréquences les plus grandes sont toujours en été et au printemps. Dans les vallées au contraire les valeurs maximales ont lieu en automne et en hiver.

Même en tenant compte du nombre croissant de journées de chute de neige dans les stations les plus hautes, il y a certainement une influence apaisante du brouillard en haute altitude en saison chaude, avec diminution de l'ablation diurne et de la rétention nocturne. On dit que le brouillard est un "grand mangeur de neige" il est sûr en tous cas qu'il rend la fusion plus égale entre le jour et la nuit. Il apparait, plus que la nébulosité, comme le réel auteur du moindre ensoleillement de la haute montagne.

X. QUELQUES DONNEES SUR LE RAYONNEMENT SOLAIRE:

La durée de l'ensoleillement n'est qu'un aspect qui ne donne pas de précision sur l'intensité du rayonnement solaire pendant les heures de soleil. Or il existe une relation entre rayonnement et fusion de neige et glace qu'il importe de connaitre.

On sait que 1 calorie par cm2 fait fondre une quantité de neige correspondant à une lame d'eau de o,125 mm. On sait aussi que 1,4 million de

calories par m2 représente la quantité de chaleur nécessaire pour évaporer annuellement une lame d'eau de 2,60 m.

Le rayonnement global du ciel en cal./cm2/minute est mesuré par Grande Dixence depuis 1966 dans les Pennines. Sur les courbes journalières dessinées par le traceur de courbe de l'ordinateur; nous avons remarqué à la station de Stafel (2170 m.) pour l'été 1969 quelques périodes de temps stable, sans précipitations et où la régularité des courbes journalières du rayonnement indique l'absence de nuages. Comme on peut s'y attendre, l'intensité du rayonnement est maximale en fin juin, à l'époque du solstice d'été, puis diminue régulièrement. Pour ces jours de nébulosité nulle, on peut noter les valeurs suivantes du rayonnement en cal/cm2/min et de la température en degrés, en moyenne journalière:

10 juin	514 calories/cm2/min	10°4
30 juin	528	7°2
13 juillet	504	8°4
20 juillet	480	14°7
20 août	470	11°
11 septembre	355	8°8
21 Septembre	332	5°4
28 septembre	295	8°5
5 octobre	275	8°7

On remarquera que la température moyenne journalière de l'air est assez indépendante du rayonnement, plus sensible au rayonnement réfléchi par la terre et à l'environnement.

Des observations sur le rayonnement solaire ont été effectuées à la surface du glacier d'Hintereis par les glaciologues autrichiens H.HOINKES et G.WENDLER pendant l'été 1958 (1968) pour étudier comment le rayonnement est absorbé selon qu'il s'agit de neige fraiche, de vieille neige ou de glace.

\+
\+ \+

En conclusion, le régime thermique de la haute montagne dans l'arc alpin est caractérisé par des températures basses, mais nettement moins contrastées que dans les vallées. L'amplitude des variations de température faiblit avec l'altitude, les caractères de continentalité s'effacent peu à peu, l'ensoleillement est moins prononcé, le brouillard plus fréquent.
Un réchauffement général est bien marqué depuis le début du siècle, en particulier sur les températures estivales et ce réchauffement ne peut manquer d'avoir eu une influence nette sur la fusion glaciaire.

C H A P I T R E V

LES PRECIPITATIONS DANS L'ARC ALPIN

L'influence du relief et de l'altitude, si elle est déterminante sur les températures de l'air, ne l'est pas moins sur le cycle de l'eau dont toutes les manifestations sont modifiées . Mais avant d'étudier les précipitations tombant à l'état neigeux en montagne, il faut considérer l'influence du relief sur les précipitations globales.

Sur les versants "au vent", le relief provoque un mouvement ascendant qui accroit la condensation des masses d'air humide, augmente l'épaisseur des couches de nuages par détente et renforce les précipitations. Lorsque la perturbation a dépassé la ligne des crêtes et atteint les versants "sous le vent" les nuages se dissipent mais se reforment plus loin, en plus faible épaisseur. Le passage d'une dépression sur l'arc alpin s'accompagne d'une aggravation du mauvais temps (JALU et PRUVOST 1957).

Deux effets se croisent donc dans la répartition des précipitations en montagne alpine : le premier est l'accroissement des précipitations avec l'altitude; le deuxième est le contraste entre les chaines de bordure bien arrosées et les massifs alpins internes, plus abrités.

Ces deux traits se lisent aisément sur une carte d'ensemble des précipitations, telle que l'a établie Electricité de France d'après les relevés des stations régulières pour la période 1936-65 (carte n° 17).

A première vue les isohyètes semblent calqués sur les courbes de niveau : on voit les trois massif glaciaires du nord et le Pelvoux au sud, entourés des isohyètes concentriques très serrés. Le massif des Alpes Graies est moins net et réparti en plusieurs zones, Belledonne, Vanoise et Grand-Paradis. Les grandes vallées, comme l'a écrit E. de MARTONNE, semblent des "ilôts de sécheresse", Valais, Arve, Isère et Arc entre des massifs bien arrosés. Une deuxième ligne de zones de fortes pluviosité double la première vers le nord-ouest : ce sont les massifs des Préalpes (Vercors, Chartreuse, Bauges, Genevois et Chablais) qui se continuent au delà du Rhône par les hauteurs entre Sarine et Simme.

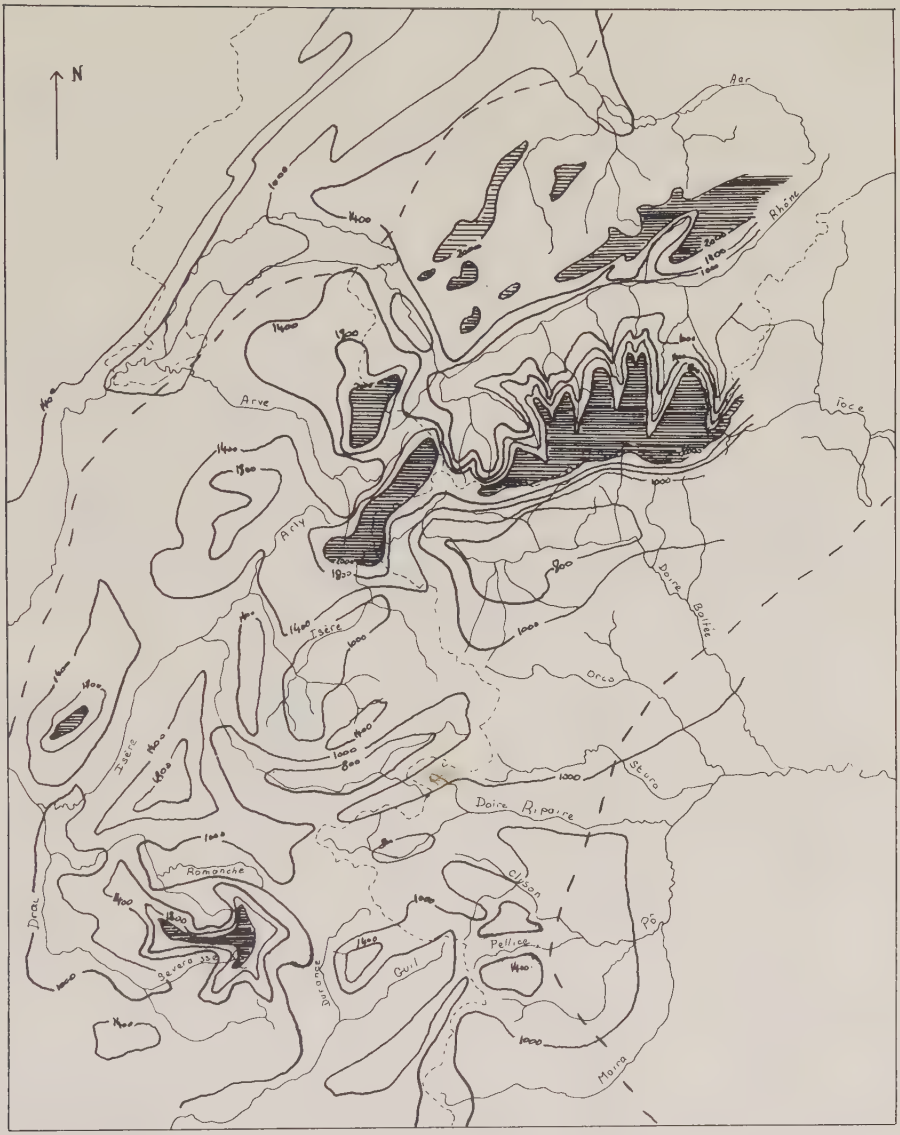
Puis on aperçoit le contraste entre la bordure externe et l'intérieur de l'arc alpin. A altitude égale, les versants exposés aux vents du N.W., W. et S.W. ont des totaux beaucoup plus élevés que le centre lui-même . La courbe 1000 mm serre de près le massif du Mont Rose et se trouve au pied du Mont Blanc, à Courmayeur. A l'ouest on la trouve déjà à Genève, bien en avant des montagnes , et à 300 m. d'altitude.

Si l'on veut préciser les relations entre précipitations et altitude, il faudra donc ne comparer que les données de régions voisines, et distinguer celles qui ont trait aux chaines externes bien arrosées de celles des régions abritées.

Il est de première importance pour ce travail de connaitre le comportement des précipitations en haute altitude. Dans quelle mesure et jusqu'où augmentent-elles ? Y a-t-il un optimum pluviométrique ? L'altitude modifie-t-elle les variations saisonnières ? Agit-elle sur les grandes averses génératrices de crues ? Autant de questions auxquelles il faut tenter de répondre en abordant successivement les points suivants : abondance pluviométrique moyenne, variations saisonnières et averses exceptionnelles.

A. L'ABONDANCE PLUVIOMETRIQUE MOYENNE ANNUELLE.

Nous avons réuni dans les tableaux suivants n° 11 à 14 les données des stations météorologiques régulières pour la France, la Suisse et l'Italie, puis celles des totalisateurs d'altitude. La moyenne de la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, qui est celle de nos observations hydrologiques, a été calculée. Des moyennes plus anciennes ont été relevées dans des ouvrages généraux ou dans les volumes anciens des Annuaires de la Météorologie Nationale française, des Annali Idrologici et du Bureau Météorologique Suisse.



- - - - Frontière

— — — Limites de l'arc alpin

+ de 2000 mm.

Fig. N° 17. Isohyètes 1936-1965, s'après E.D.F.

1°/ La première constatation qui s'impose, est que l'arc alpin est une région favorisée par les précipitations. L'abondance moyenne atteint des chiffres élevés dans la bordure extérieure. Tout l'avant-pays de l'ouest reçoit au moins 1 m. de précipitations annuelles, alors que Paris ne reçoit que 645 mm. En altitude, Orny, à 3169 m. d'altitude dans le massif du Mont-Blanc, et Mönchgrat, à 3810 m. dans les Alpes Bernoises, reçoivent en moyenne 3 mètres et parfois 4 mètres de pluie et de neige.

On peut trouver dans le monde des chiffres supérieurs, mais la haute montagne alpine est en bonne place. Dans l'ouest des Andes de Patagonie, (J.DRESCH 1971), les précipitations peuvent dépasser 5 m. ou même 7 m. par an. A la limite Alaska-Canada, les monts St Elias peuvent recevoir plus de 4 m. comme le versant sud du Vatna Jökull (Islande), l'ouest de la Nouvelle-Zélande ou de l'Himalaya. Mais le versant sud de l'Everest ne reçoit pas plus de 2,5 à 3 mètres, le Groenland pas plus de 1,5 m. Le mont Ararat, comme le Popocatepetl ne reçoivent guère plus de 1 m.

L'arc alpin, dans sa façade ouest reçoit donc des précipitations abondantes : ce sont des montagnes bien arrosées. Mais, à altitude égale, le contraste est grand entre les chaines extérieures et intérieures. A 1200 m. d'altitude, les Gets reçoivent 1700 mm. de précipitations annuelles, les Contamines 1400 mm., Courmayeur 1000 mm. et Rhèmes St Georges 600 mm. A 1500 m. d'altitude, le Tour reçoit 1500 mm., Bourg St Pierre 880 mm., Aussois 732 mm. Zermatt 700 mm. et Valsavaranche 660 mm.

Il y aura donc un très grand contraste dans l'alimentation des glaciers selon leur situation dans la chaine alpine.

2°/ La pluviosité est assez constante selon les années. L'écart entre moyenne annuelle maximale et minimale est très proche de 1,6 dans le massif du Mont Blanc, de 1,8 dans les Alpes suisses, et de 1,9 dans les Alpes Graies. Ce rapport dépasse rarement 2 et n'atteint jamais 3, même dans les longues périodes. Ce sont bien des types de l'Europe occidentale océanique, à écarts faibles, aussi bien au fond des vallées qu'aux sommets.

Les années les plus sèches sont souvent les mêmes à toutes les stations: sur 60 postes pluviométriques, l'année 1963/64 vient en première position 32 fois et 1961/1962 9 fois. La dispersion est plus grande dans les années les plus arrosées : 1959/60 n'est cité que 17 fois et 1964/65 13 fois.

Sur de longues périodes, la pluviosité annuelle ne semble pas subir d'accroissement ou de diminution nets. Si certaines stations voient croitre leurs totaux pluviométriques, telles que les Gets, Abondance,Vallorcine,Bonneval et le Grimsel, d'autres les voient diminuer comme le Tour, les Contamines, Aussois, le St Gothard. Ce sont toujours des variations de faible envergure. Pourtant le choix de variations décennales montre une certaine tendance. Sur la figure 16bis (B), on a réuni les précipitations décennales à Orny, au Grand St Bernard et les totaux calculés sur le bassin de la Massa vers 2900 m.

TABLEAU N° 11. ABONDANCE PLUVIOMETRIQUE MOYENNE en mm.

FRANCE

		Alt.	1901-30	1936-60	1954-64	1950-65
Préalpes	Les Gets	1200	1714		1763	
	Abondance	930	1520		1591	
Mt Blanc	Le Tour	1460	1492	1443	1482	
	Chamonix	1035	1252	1263	1269	
	les Houches	1040	1277	1255	1265	
	Contamines	1200	1404	1394	1392	
	Vallorcine	1260	1302	1390	1399	
Vanoise	Val d'Isère	1850		915		
	Tignes	1730		1097		
	Champagny	1440				1113
	Bonneval	1790	997	980		1023
	Aussois	1490	765	732		741
Pelvoux	les Claux	1250	932	971		
	St Christophe	1400				992

SUISSE

			1864-1940	1901-40	1954-64	1901/60
Préalpes	Säntis	2500		3084		2480
Mont Blanc	Gd St Bernard	2479	2141	2140	1979	2099
	Bg St Pierre	1620	849	849	882	868
Alpes Bernoises						
	Diablerets	1157		1431		
	Engstligenalp	1340		1332		
	Lauterbrunnen	810		1184		
	Grindelwald	1050		1265	1265	1264
	Guttanen	1058	1647	1719		1706
	Grimsel Hospiz	1959		2070	2222	
	Reckingen	1332	1047	1094		1075
Pennines	Zermatt	1610		704	713	694
	Saas Fee	1785		858		847
	St Gothard	2095	2330	2285	2138	2289
	Sion	520	587		636	592

ITALIE

Station	Alt	P	Période	Station	Alt	P	Période
Courmayeur	1220	953	15-50	Lago Goillet	2526	1010	31-50
Pré St Didier	990	810	21-66	Cignana	2150	915	28-50
Cantina P St B.	1950	1047	35-50	Promeron	1750	850	28-50
Promise	1475	794	21-66	Champoluc	1570	730	19-50
Valgrisanche	1664	961	15-50	D'Ejola	1850	1211	16-50
Lillaz	1600	667	26-66	Lago Gabiet	2340	1185	20-50
Rhèmes St Georges	1200	661	15-50	Gressoney la T.	1631	988	17-50
Valsavaranche	1545	631	21-66	Alagna	1215	1292	15-50
Aoste	583	557	21-66	Macugnaga	1200	1409	18-50
				Lago Cingino	2281	1491	39-50
				Lago Camposecco	2281	1537	39-50

Tableau n°12. Totaux pluviométriques annuels, en mm.

FRANCE

:	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
Le Tour	1591	1664	1195	1361	1843	1357	1717	1571	1552	1378	1072	1947
Chamonix	1468	1536	1091	1095	1593	1046	1491	1321	1090	1242	991	1610
Contamines	1574	1722	1103	1221	1605	1256	1615	1555	1205	1403	1103	1767
les Houches	1331	1450	953	1092	1493	1059	1584	1397	1122	1422	1078	1721
Vallorcine	1282	1718	1063	1276	1469	1289	1849	1464	1392	1419	1054	1805

	1966	1967	1968	1969	1970	1971
Le Tour	1594					
Chamonix	1399	1125	1492	1065	1357	1127
Contamines	1497	1283		1187	1516	1079
les Houches	1392	1254	1540	1141	1408	1055
Vallorcine	1507	1439	1317	1040	1452	996

SUISSE

	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
Gd St Bernard	1657	1962	1954	1821	1758	2440	1791	2444	1713	1877	2101	1872	2576
Zermatt	561	781	555	680	774	755	614	863	719	687	703	549	881
Grindelwald	1031	1468	1252	1265	1153	1436	1047	1376	1162	1126	1207	1073	1629
Grimsel	1965	2331	2147	2571	1956	3001	2014	2223	1986	2362	1629	1634	2956
St Gothard	1632	2344	1560	2304	2275	2888	2070	2762	1864	1503	1816	1735	2107
Bourg St P.	787	936	853	801	889	1100	942	1101	942	811	841	736	1076
Sion	368	732	737	525	618	682	588	667	658	577	589	464	898

	1966	1967	1968	1969	1970
Gd St Bernard	2187	1659	2309	2077	2303
Zermatt	762	621	841	662	774
Grindelwald	1377	1110			1370
Grimsel	2749	2269	2360	2041	2865
St Gothard	2377	1992			2369
Bourg St P.	921	739		941	934
Sion	634	569			722

Tableau n°13. TOTALISATEURS : Totaux pluviométriques annuels en mm.
(par années hydrologiques)

FRANCE

	Alt.	54/55	55/56	56/57	57/58	58/59	59/60	60/61	61/62	62/63	63/64
Plan de Balme	2140		1080	820	1220	900	1280	1330	940	1331	835
Lognan	2060	1780	1500	1720	1970		1910	1600	1550	1850	1225
Tour Noir	2780	1400	1450	1080	1290	1170	1570	1475	1100	1396	
Bellevue	1750	1820	1170	1280	1600	1300		2100	1600	1888	1177
Pierre Ronde	2560	1260	1320	1360	1500	1290	1736				
Tête Rousse	3160	1580	1950	1870	2120	1920	2600	1950	2130	2215	1670
Plan Jovet	1940	2080	1560	1570	1920	1500	2050	1700	1700	2010	1405
Roche Polie	2190	2136	1630	1540	1840	1600	1900	1830	1650	2106	1320
Tré-la-Grande	2620	2200	1990	1840	2120	1650	2300	1610	1900	2246	1500
Bérengère	3250	1520	2620	1690	2680						
Sur-les-B.	2480	1410	1030	1550	1160	1650	1220	1350	1350	1453	945
Bailleta	2690	1280	910	1240	1070	1100	1150	1050	1100	1203	673
B. de l'Ours	2700	1480	1060	1130	1180	1100	1340	1350	1150	1262	874
S.de l'Arc	2730	1210	1040	1740	1100	1600	1320	1150	1100	1451	850
Pissaillas	2825	570	850	650	800	520	650	680	560	480	695
Evettes	2500	790	710	1300	920	1100	910	1030	440	940	
Pilatte	2565					1200	1820	1240	1300	1523	1400

	64/65	65/66	66/67	67/68	68/69	69/70	Moyenne 54/64
Plan de Balme	1340	1550	1060	1265	1170	1470	
Lognan	1540	1905	1720	1870	1430	1250	1664
Tour Noir					1800	1120	1297
Bellevue	1700	1700	1380	1580	1480	2380	1563
Tête Rousse	2175	2460	2260	2085	2080	2080	2000
Plan Jovet	1965	2360	1860	2085	1710	2125	1750
Roche Polie	1835	2570	1500	1800	1430	2240	1754
Tré-la-Grande	2265	2205	1565	1815	1480	1760	1935
Sur-les-B.	1015				1310	1215	1312
Bailletta	950				1030	1250	1078
B.del'Ours	1035				1150	1350	1187
S.de l'Arc	985				1350	1300	1256
Pissaillas	550				600	560	
Evettes	750				980	700	
Pilatte	1240				1600	1380	

Tableau n°14. TOTALISATEURS : Totaux pluviométriques annuels en mm.
(par années hydrologiques)

SUISSE

	Alt.	54/55	55/56	56/57	57/58	58/59	59/60	60/61	61/62	62/63	63/64
Orny	3169	2760	1780	2140	3970	3030	3960	3420	3920	4060	2880
Mönchgrat	3810	3550	3070	2950	3540	2780	2720	3320	3270	2460	1930
Konkordia	2890	1130	1100	810	1000	740	1160	850	1040	930	730
Aletschwald	2040	1390	1160	1120	1170	880	1420	1160	1050	1330	830
Oberaarjoch	3310	3460	2920	1670	2980	2350	1900	3790	3180	2490	1270
Abschwung	2900	2420	1970	1680	2170	1640	1850	2020	1960	1820	1400
Kl.Siedelh.	2430	1620	1910	1420	1770	1420	2040	1300	1610	1650	1360
Pav.Dollfuss	2415	1830	1500	1160	1740	1230	1580	1670	1670	1580	1090
Gelmer Bergli	2144	1880	1680	1410	1650	1570	1870	1480	1600	1590	1220
Furgghorn	3390	2800	2840	2330	2660	2410			2860	2560	2160
Gornergrat	3100	1340	1010	1040	1280	1500	1710	1420	1550	1700	930
Fontanesses	2780				1270	1130	1300	1110	1790	1170	990
Ht d'Arolla	2880				1230	1070	1160	1100	1060	1130	730
Mont Miné	2590				1090	900	1190	920	860	870	840
Schonbiel	2850				1140	780	1390	1180	880		820
Trift	2620				1030	870	1320	930	1040	1200	810
Gandegg	2840				900	830	980	660	580	840	710
MtRosaPlatje	2830				980	970	1360	1040	730	1060	730
FindelenHpt	2700				570	660	840	560	510	770	520
Täschalp	2240				510	560	660	490	390	670	440
Allalingl.	3369	1740	1610	1490	1690	1540	1790	1910	1420	1460	1200
Schwartzberg	2986	1060	1340	1210	1290	1130	1600	1260	1070	1290	880
Mattmarksee	2117	600	770	680	730	1730	820	730	690		

ITALIE

Col du Géant	3327	2281	2001	1862	2269	1964	2361		1905	2276	1732
B.di Moncorve	3900	929	1055	1756	1077	1548			1468	1773	1316
Rif.V-Emm.II	2775	1478	1537	1924	995	1283	1545	1601	1416	1540	1275
Cas.Herbetet	2423	969	864	1058	997	1161	1304	1509	1408	1582	1460
Cap.Amianthe	2976				840	1344	1228	1440	1080	1840	
Col Collon	2900	1626		992	840	1193	1021	981	1200	2040	
T.del Leone	3462	2221	2087	1825	2105	1959	2468	2200	1813	1884	1129
Lago Grande	2850	1104	1112	920	1152	2020	1160	1320	820	1520	800
Rif.Mezzalama	3005		1045	1086	887	1098	1209	1191	880	1059	911
Col d'Olen	2901	1576	1288	1316	1236	1476	1424	1780	980	1240	1240
Pl.del Lys	2550	1184	1068	1284	984	1100	1392	1328	864	1328	1080

Tableau n°14. TOTALISATEURS (suite)

	64/65	65/66	66/67	67/68	68/69	69/70	Moyennes 54/64	Moyennes 61/70
SUISSE								
Orny	3670	4490	4110	3730	2990	4150	3192	3740
Mönchgrat	3890	4060	3530	3220	2960	3880	2959	3252
Konkordia	1090	920	980	910	800	850	939	910
Aletschwald	1180	1390	1250	1160	1180	1190	1151	1172
Oberaarjoch	3110	3220	3040	3370	2680	3590	2601	2974
Abschwung	2290	2240	2390	2360	1730	2040	1893	2025
Kl.Siedelh.	1770	1660	1930	1780	1600	1580	1610	1624
Pav.Dolfuss	1530	1640	1800	2080	1360	1600	1505	1602
Gelmer Bergli	2210	1730	1970	1720	1680	1860	1595	1706
Futgghorn	3070	2870	3500	3370	2760	3220	2576	3030
Gornergrat	1160	1340	960	780	1020	850	1348	1170
Fontanesses	1310	1430	1360	1260				
Ht d'Arolla	1420	1170	1340	1260				
Mont Miné	2000	1010	1080	990	1000	1060		970
Schonbiel	1300	870	1800	1560		1220		1130
Trift	1200	1030	1150	1010	1210	1140		1070
Gandegg	920	760	770	740	850	920		780
MteRosaPlatje	910	970	990	900	1020	930		930
FindelenHpt	670	620	590	580	790	550		620
Täschalp	600	530	590	470		530		530
Allalingl.	1540	1460	1750	1670	1790	1390	1630	1560
Schwartzberg	1220	930	1230	1210	1400	990	1250	1150
Mattmarksee								
ITALIE								
Col du Géant	2172			2401			2080	2090
B.di Moncorve	1145						1340	
Rif.V.Emm.II							1460	
Cas.Herbetet	1185			1380			1220	
Cap.Amianthe	1160			2080			1119	
Col Collon	920						1067	
T.del Leone	1888			1904			1960	
Lago Grande	1040			1257			1175	
Rif.Mezzalama	1039			1190			1040	
Col d'Olen	992						1324	
Pl.del Lys	832						1133	

Le contraste est net entre la décennie sèche 1941-50 et la décennie arrosée 1961-70. Par contre en val d'Aoste, la décennie la plus arrosée parait être celle de 1951-60 (D.GUEVIN 1971). Il semblerait que la pluviosité est en net progrès depuis 1900, et que cette décennie sèche 1941-50 est encore supérieure aux décennies de 1850 à 1900, à Grand St Bernard. Mais il faut être prudent lorsqu'il s'agit de données anciennes : l'accroissement des chiffres ne reflète peut-être que l'amélioration du rendement des appareils. Les données sont les suivantes :

Grand St Bernard : Précipitations en mm. annuelles

1851/60	1550	1891/00	1691	1931/40	2262
1861/70	1630	1901/10	2151	1941/50	1939
1871/80	1736	1911/20	2255	1951/60	1996
1881/90	1884	1921/30	2009	1961/70	2067

Orny:

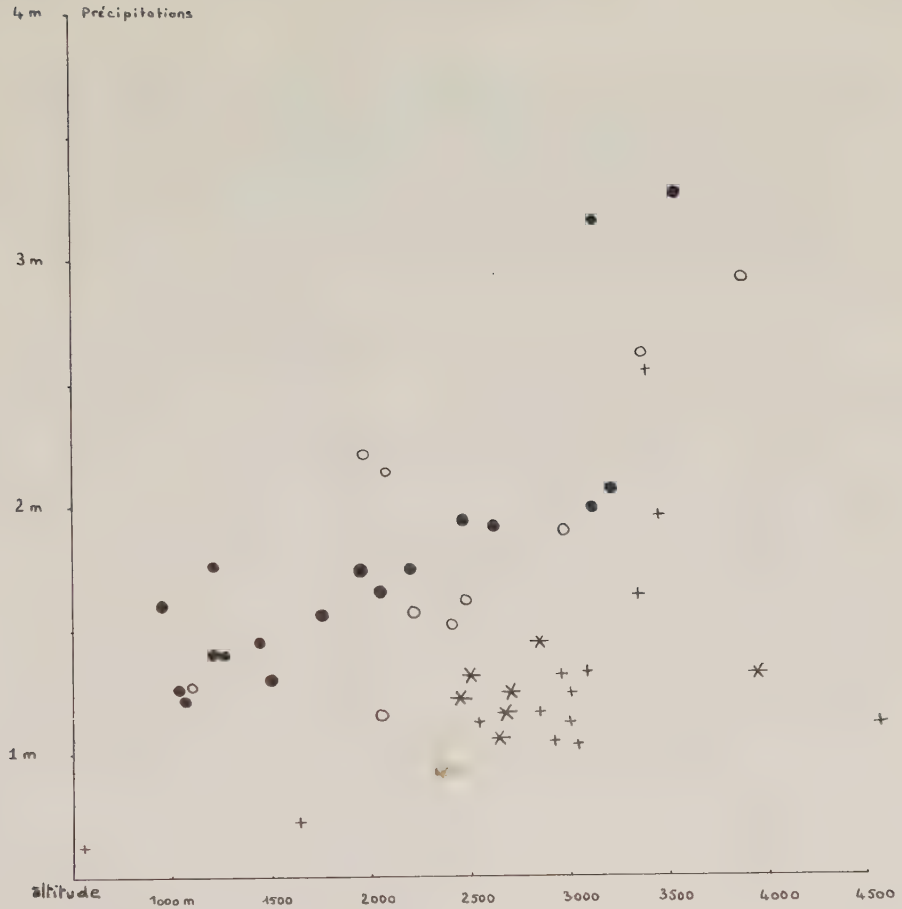
1931/40	3490
1941/50	2330
1951/60	2830
1961/70	3740

3°/ La fréquence moyenne des jours de précipitations dans les bassins glaciaires n'est pas très forte. Une fréquence de 150 jours par an est un maximum rarement dépassé dans les stations régulières. En haute altitude, nous n'avons pas de renseignements, les totalisateurs ne donnant que des données globales. La fréquence baisse à mesure que l'on se rapproche des parties internes plus continentales. On note 155 jours à Vallorcine, 151 à Chamonix, 135 au Tour, 138 aux Houches, 152 à St Sorlin d'Arves, 116 à Bourg d'Oisans, 105 au Lautaret, 118 à St Christophe en Oisans. Comme l'abondance, la fréquence décroit vers le sud. Dans les Préalpes au contraire, la fréquence augmente : 168 jours à Abondance, 161 aux Gets, 162 à St Pierre de Chartreuse.

4°/ Précipitations et altitude : le gradient pluviométrique

La répartition des précipitations en altitude est de grand intérêt pour ce travail. Dans quelle mesure et jusqu'où l'abondance s'accroit-elle en altitude ?

Nous avons recueilli un nombre suffisant d'observations échelonnées grâce aux totalisateurs, depuis 1500 m. jusqu'aux sommets vers 3800 m. pour tenter une interprétation graphique (fig.N°18). Seules ont été prises en considération les valeurs correspondant à la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964. Six stations se détachent nettement vers le haut de la figure, avec de fortes quantités reçues : ce sont les deux stations des Préalpes, Abondance et les Gets,



- MONT BLANC
- ALPES BERNOISES
- ALPES GRAIES
- PENNINES

FIG. 18 - PRECIPITATIONS SELON L'ALTITUDE

puis les deux postes les plus exposés au nord et à l'ouest, le Grimsel et Orny, et enfin le St Gothard. Au plus haut, on trouve le chiffre de l'accumulation de la Vallée Blanche, mesurée par M.VALLON (1972) au moyen d'un carottage de 187 mètres:(accumulation moyenne : 3,20 mètres vers 3500 m.)

Puis viennent en une diagonale régulière, les postes des versants extérieurs du massif du Mont Blanc et des Alpes Bernoises avec en position basse les postes les plus abrités : col du Géant, Tour Noir, Klein Siedelhorn, Abschwung, Pavillon Dollfuss et Aletscwald.

Enfin plus bas s'échelonnent tous les postes de la Vanoise, des Pennines et les postes italiens.

Ce diagramme permet de préciser les données suivantes :

Pour les parties les plus exposées des chaines extérieures, et pendant la décennie envisagée, on peut évaluer les précipitations globales selon les zones d'altitude suivantes :

A 1000 m.	d'altitude, il tombe en moyenne		1200 mm. par an
1500	-	-	1600
2000	-	-	2000
2500	-	-	2400
3000	-	-	2800
3500	-	-	3200

Pour les parties un peu abritées de la chaine, on aurait:

A 1000m.	-	-	1200
1500	-	-	1500
2000	-	-	1800
2500	-	-	2100
3000	-	-	2400
3500	-	-	2700

Enfin pour les versants très protégés, et les chaines méridionales, il semble qu'on ait cette progression suivante :

1500 m.	-	-	800 mm.
2000	-	-	1000
2500	-	-	1200
3000	-	-	1400

On peut alors calculer le gradient pluviométrique moyen, c'est-à-dire l'accroissement de l'abondance pour 100 m. d'altitude. Il serait de 80 mm. pour les versants les plus exposées, de 60 mm. pour les chaines extérieures , et 40 mm. pour les parties très abritées et méridionales.

Dans le détail le gradient n'est certes pas aussi déterminé : ce ne sont que des ordres de grandeur. Selon l'encaissement de la station de base, et l'exposition des sommets aux vents pluvieux, le gradient peut varier fortement. Il semble qu'il peut atteindre 100 mm. entre le Tour et Orny. Du Pavillon Dolfuss à Oberaarjoch, il serait de 74 mm. et D'Ejola à Testa del Leone de 46 seulement. Il faut donc considérer chaque versant en particulier.

Ces résultats ne sont pas éloignés de ceux qui ont été trouvés par ailleurs. P.KASSER (1954) donne au gradient pluviométrique une valeur comprise entre 40 et 80 mm. avec celle de 60 mm pour le glacier d'Aletsch. C.-P.PEGUY (1947) a calculé pour la Vallouise un gradient de 65 mm, variant pour la région entre 25 et 70 mm. L.LLIBOUTRY (1965) prend comme valeur générale 60 à 90 mm. A Galtür (Autriche), O.LANSER(1959) trouve 50 mm. Il semble que les glaciologues des Annali Idrologici prennent des valeurs de 35 à 42 mm.

R.BALSEINTE, (1966) obtient des chiffres un peu plus forts. Mais n'ayant pas eu à sa disposition les données des totalisateurs d'altitude, il a tenté de calculer les précipitations à partir des débits. N'ayant pas tenu compte de la fusion glaciaire qui vient s'ajouter à l'écoulement pluvial, il est normal qu'il trouve des valeurs plus fortes.

Un dernier point doit être soulevé à propos du gradient. Les valeurs citées plus haut sont des valeurs annuelles. Si l'on veut connaitre le gradient pour un seul mois ou pour une simple averse, que faire ?

Etant donné un gradient de 60 mm. pour l'année, il n'est pas question de prendre un gradient de 5 mm pour un seul mois, car tous les mois ne reçoivent pas la même quantité de précipitations. On peut peut-être tourner la difficulté ainsi : au Tour, si le gradient est de 60 mm pour un total de 1480 mm par an, il est donc égal au 1/25 ème. Si le gradient est de 90 mm pour un même total, il serait du 1/16 ème. Ce n'est qu'une valeur approchée, mais la seule qui soit plausible. Plus le temps sera court, plus le risque d'erreur croit.

Il n'est pas sant intérêt de noter que cette façon de calculer un gradient pour une courte période a été confirmée. Du 26 au 30 juin 1959, une grosse chute de neige accumule l'équivalent de 134 mm. d'eau au Laboratoire des Cosmiques à l'Aiguille du Midi (LLIBOUTRY, VALLON et VIVET 1962). Pendant ce même temps au Tour, 2000 m. plus bas, il est tombé 75,8 mm. Avec un gradient d'1/25 ème par 100 m. d'altitude, on obtiendrait 136,4 mm. La réussite du calcul est sans doute exceptionnelle, surtout pour un temps si court. C'est néanmoins une certaine confirmation.

5°/ L'optimum pluviométrique

Si les observations récentes infirment l'existence d'un optimum pluviométrique vers 2500 m. dans la chaine du Mont Blanc, comme on l'a cru en un temps, il ne faut pas en conclure que cet optimum ne se retrouve pas à une autre altitude.

Il est évident qu'un optimum doit exister : l'accroissement ne peut être indéfini. On sait que la plus grande partie de l'atmosphère est comprise entre 0 et 15 km d'altitude : c'est une mince pellicule qui entoure le globe terrestre et les plus hautes montagnes en traversent une part notable. La pression tombe à la moitié de sa valeur, soit 500 millibars, entre 5000 et 6000 m. d'altitude. Les 9/10 èmes de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère se trouvent dans les 5 premiers kilomètres d'épaisseur, et les valeurs de saturation diminuent rapidement avec la température, donc avec l'altitude.

A la température de 30° la valeur de saturation est de 30,08 grammes

par m3 d'air; à 20° elle est de 17,5 gr ; à 10° de 9,36 gr ; à 0° de 4,83 gr et à -10° de 2,28 grammes. Or nous avons vu que l'isotherme0° est en moyenne à 2270 m. d'altitude dans l'arc alpin; la température de -10° est atteinte en moyenne pendant 4 mois à 3500 m. et pendant 7 mois à 4500 m. d'altitude. L'humidité absolue devient très faible, ainsi que la quantité d'eau précipitable.

En étudiant les débits fluviaux M.PARDE (1957) concluait que les précipitations moyennes augmentent avec l'altitude à condition que la partie supérieure ne soit pas elle-même abritée par d'autres reliefs que la façade contre les vents pluvieux, et qu'il y ait par croissance continue de l'altitude vers les sources, une certaine homogénéité dans le relief du bassin. A quelques centaines de kilomètres de la mer, ajoute-t-il, la régle se vérifie dans nos régions, tant que l'altitude moyenne ne dépasse pas en gros 2000 à 2500 m. pour les chaines extérieures, et 2800 à 3000 m. pour l'intérieur.

Au delà, que se passe-t-il ? Les données des totalisateurs nous sont-elles de quelque secours ?

On a beaucoup dit que, en très haute altitude, la violence du vent chasse la neige et l'empêche de tomber dans les appareils de mesure. Pourtant dans les Alpes Bernoises, le totalisateur de Mönchgrat, à 3800 m. est fort bien pourvu, chaque année. Si l'on considère attentivement la fig. n°18, on découvre deux points intéressants, à l'extrême droite de la figure. Ce sont deux totalisateurs italiens, les plus hauts de l'arc alpin. L'un est installé à Becca di Moncorvé, à 3900 m. d'altitude dans le Grand Paradis; l'autre, à Punta Gnifetti, près du Mont Rose, à 4560 m. n'a fonctionné que quelques années (1931-1935). Le premier n'a reçu que 1340 mm de précipitations moyennes, l'autre 1116 mm. Une hirondelle ne fait pas le printemps, et deux totalisateurs seulement ne peuvent pas nous convaincre. Pourtant on ne peut nier que les appareils les plus hauts n'ont donné que de maigres résultats. S'il y a un optimum, il pourrait bien se trouver sur le versant italien entre 3500 et 3800 m. d'altitude. Sur le versant nord des Alpes, il se trouve en tous cas plus haut que le Mönchgrat, soit au-dessus de 3800 m.

Déjà H.ONDE (1938) en Vanoise, CH.-P.PEGUY (1947) en Oisans, et MORIKOFFER (1948) concluaient à un optimum très haut, vers les plus hautes crêtes. Nous avons vu (chapitre II) que l'altitude moyenne des glaciers donnait à penser la même chose. Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut dire que, s'il existe un optimum des précipitations, il doit se trouver dans l'arc alpin entre 3500 et 4000 m. d'altitude.

B. LES VARIATIONS SAISONNIERES DES PRECIPITATIONS

L'altitude a-t-elle une influence sur les variations saisonnières des précipitations ? Il n'est pas facile de répondre à cette question. Les totalisateurs ne donnent que des mesures globales entre deux relevés, faits le plus souvent une fois par an. Nous ne disposons d'observations mensuelles que dans les stations régulières qui ne dépassent pas 2500 m. d'altitude. Les chiffres mensuels réunis dans le tableau n° 15 permettent les considérations suivantes:

1°/ On peut dire en premier lieu que dans l'arc alpin on ne trouve que des régimes peu différenciés. Il n'y a pas de période sèche ou de période pluvieuse bien contrastée comme en pays tropical ou en pays de mousson. De plus, et c'est une conséquence de ces régimes peu marqués, les mois de plus grande abondance se trouvent dans n'importe quelle saison, pour des stations voisines.

Le mois le plus arrosé est janvier à Vallorcine, février au Tour, mai à Martigny, juin à Tignes et Pralognan, août à Chamonix et Abondance, septembre au Lautaret, octobre au St Gothard, novembre à Val d'Isère, et décembre au Chazelet et à Alpes de Venosc.

La dispersion est presque aussi grande pour le mois le plus sec : février au St Gothard, mars à Aussois et Grindelwald, avril à Chamonix, mai à Martigny, juillet à Grand St Bernard et en Pelvoux, octobre aux Houches, novembre au Grimsel et décembre à Eau-Rousse.

Si l'on considère les trois mois consécutifs les plus arrosés, on obtient aussi un bel échantillonnage : c'est septembre-octobre-novembre au Pelvoux et en Piémont, mais dans certaines de ces stations c'est juillet-août-septembre ou avril-mai-juin. C'est juin-juillet-août dans le massif du Mont Blanc et les Alpes Bernoises, mais presque aussi souvent décembre-janvier-février. Si le total annuel est égal à 1'unité, la somme des trois mois est comprise entre 0,28 et 0,34; comme cette somme serait égale à 0,25 pour un régime rigoureusement uniforme, sans variations saisonnières, on voit à quel point ces régimes pluviométriques sont peu contrastés

Enfin le rapport entre le mois le plus arrosé et le mois le plus sec est toujours faible et ne dépasse 3 qu'à Evançon et Grindelwald ; il est compris entre 2 et 3 dans 9 stations et inférieur à 2 dans 16 stations.

2°/ Ces régimes peu différenciés sont par contre très variables d'une année sur l'autre.

Le plus bel exemple en est le suivant : au Tour (1460 m.) il est tombé pendant les trois mois d'hiver 1963/64 un total de 47 mm. soit 1 mm. en décembre 1963, 7 mm. en janvier 1964 et 39 mm. en février. Deux ans plus tard, les mêmes mois ont totalisé 811 mm.(soit 408 mm en décembre 1965, 197 mm en janvier 1966 et 206 mm en février) soit 17 fois plus.

En décembre 1965, le Tour a reçu 10 fois+de précipitations qu'en décembre 1964 et 400 fois qu'en 1963.

Tableau n°15. PRECIPITATIONS MENSUELLES DANS L'ARC ALPIN

FRANCE

Stations	Période	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Année
Le Tour	54/64	160	181	111	80	104	129	140	153	98	87	87	158	1488
Chamonix	54/64	122	128	84	71	93	122	126	143	103	79	78	114	1269
les Houches	54/64	117	103	88	80	103	135	132	159	106	79	80	106	1288
Les Contamines	54/64	125	123	83	84	108	147	160	164	112	93	85	113	1397
Vallorcine	54/64	160	154	91	78	82	105	132	155	105	91	88	137	1378
Abondance	54/64	140	140	99	99	138	171	160	181	121	122	90	128	1689
Les Gets	01/30	150	134	110	131	134	150	140	154	155	150	160	140	1708
Tignes	52/60	108	135	52	68	72	155	96	103	88	90	73	97	1097
Champagny	51/65	88	97	90	85	86	111	96	109	83	87	85	102	1113
Pralognan	57/67	80	83	106	90	90	85	82	90	120	82	90	91	1080
Aussois	57/67	72	66	57	55	40	55	41	56	41	66	68	77	684
Bonneval	36/55	104	99	59	60	89	76	56	79	85	92	99	82	980
Val d'Isère	46/55	90	87	42	66	69	85	59	95	76	54	97	86	916
Les Claux	36/55	94	86	80	62	80	68	41	66	89	94	124	87	971
St Christophe	50/66	69	92	80	73	77	94	67	103	98	97	112	96	1058
Chazelet	51/65	92	87	63	59	56	76	67	81	83	82	82	98	925
Lautaret	01/30	69	68	54	70	79	70	70	79	99	89	96	75	918
Alpe de Venosc	51/65	87	83	81	72	74	90	70	91	92	96	103	111	1050

SUISSE

Gd St Bernard	54/64	192	177	169	184	154	171	127	148	133	162	178	184	1979
Martigny	64/40	57	51	56	53	50	58	70	79	60	74	61	73	742
Sion	64/40	43	42	47	38	40	44	53	64	47	57	50	60	585
Guttanen	64/40	111	107	130	152	143	153	166	159	131	148	116	129	1645
Reckingen	64/40	71	63	91	93	87	83	88	85	93	117	85	89	1045
Grindelwald	52/61	68	76	44	93	103	136	142	137	95	95	50	77	1119
Grimsel	52/61	219	247	165	223	178	177	183	169	137	216	158	198	2270
Zermatt	52/61	43	62	32	55	48	85	55	76	37	70	57	63	683
St Gothard	52/61	145	164	133	191	162	182	158	221	184	234	172	189	2135

ITALIE

Promise	21/66	59	60	49	66	55	63	60	75	79	71	84	72	794
PréSt Didier	21/66	60	63	60	76	58	56	49	69	73	79	91	76	810
Aoste	21/66	35	34	39	58	45	43	36	42	44	59	72	47	557
Valsavaranche	21/66	30	31	37	62	66	62	51	58	64	72	57	41	631
Lillaz	21/66	29	30	39	83	92	71	47	63	87	92	77	38	748

Si l'on considère la période froide de 6 mois, d'octobre à mars, le Tour a reçu en 1955/56 393 mm et en 1965/66 1212 mm soit 3 fois plus.

Les mêmes valeurs pour la station de Grand St Bernard (2479 m.) sont moins fortes. Les trois mois d'hiver 1965/66 n'ont donné que 5 fois plus de précipitations que l'hiver 1963/64. Le mois d'août 1963 n'a reçu que 8 fois plus d'eau que le mois d'août 1962. Et les 6 mois d'hiver 1965/66 n'ont reçu que 2,3 fois plus que l'hiver 1956/57.

La variabilité interannuelle est donc forte, mais moins accentuée en altitude, apparemment parce que les minima sont plus fournis.

3°/ Dans ces régimes de pluies abondantes et bien réparties, on peut distinguer quelques tendances. Le climat de l'arc alpin est soumis à trois sortes d'influences , océanique, continentale et méditerranéenne. Chacune d'elle se mêle aux deux autres par toutes sortes de transitions : l'altitude y ajoute son effet et il est difficile de déceler ce qui revient à l'un ou l'autre de ces facteurs.

-Un régime méditerranéen de type provençal se trouve dans les régions les plus méridionales, Pelvoux et Val d'Aoste, avec prédominance des précipitations d'automne puis de printemps et des minima d'hiver et d'été. Mais ce régime est peu caractérisé car les étés ne sont pas vraiment secs. L'indicatif saisonnier est APEH et APHE. (1)

-Un régime de transition entre le type méditerranéen et le type continental apparait dans les stations plus élevées du Pelvoux et du versant italien : Lautaret, St Christophe en Oisans, St Gothard, Rutor et Valsavaranche. Le maximum d'automne est suivi par celui d'été avec un minimum d'hiver, soit AEHP ou AEPH, mais déjà AHEP à l'Alpe de Venosc.

-Un régime continental avec maximum d'été et minimum d'hiver ne se trouve nettement que dans quelques fonds de vallée : Evançon, Guttanen, EAPH et EPAH. Le Valais montre des tendances autres : l'hiver n'est plus la saison la plus sèche à Sion et à Martigny (EAHP). Puis il gagne du terrain encore et on trouve un type assez singulier avec un maximum d'été et un maximum secondaire d'hiver, EHAP et EHPA. Ce sont des stations à plus de 1000 m. d'altitude, comme Chamonix, les Houches, les Contamines, Grindelwald, Zermatt.

(1) Dans l'indicatif saisonnier, les saisons se suivent dans l'ordre décroissant des précipitations. Il nous a paru que les saisons astronomiques correspondaient davantage à la réalité que les saisons civiles : en effet dans ces stations d'altitude la température joue le principal rôle et juillet est le mois le plus chaud comme janvier le plus froid. Nous avons donc adopté :

A = septembre-octobre-novembre
H = décembre-janvier-février
P = mars-avril-mai
E = juin-juillet-août

-Enfin un climat qu'on pourrait qualifier d'altitude, se trouve dans les stations les plus élevées. L'hiver y est la saison la plus arrosée, suivie par l'été; l'automne et le printemps sont plus secs. C'est le régime du Tour et de Vallorcine, HEPA. La haute vallée de l'Isère et celle de l'Arc ont l'été un peu moins arrosé que l'automne HAEP; le Gd St Bernard HPAE et le Grimsel HPEA ont une tendance méditerranéenne avec des étés plus secs.

Une constatation s'impose : dans toute cette variété de régimes pluviométriques, on voit l'hiver dominer comme saison humide à mesure que l'on s'élève en altitude. Quantitativement cette suprématie est assez sensible :

Au Tour, l'hiver reçoit en moyenne	476 mm.	et l'été		428 mm.
A Vallorcine -	451 mm.	-		392 mm.
Val d'Isère -	263 mm	-		249 mm.
Grand St Bernard -	553 mm.	et le printemps		507 mm.
Grimsel -	664 mm.	-		566 mm.
Bonneval/s/Arc -	285 mm.	et l'automne		276 mm.

4°/ Cette prédominance de l'hiver dans certaines stations d'altitude n'a pas toujours existé et parait même assez récente, à en juger par les régimes calculés au début du siècle par E.BENEVENT. L'hiver y apparaissait partout comme la saison la plus sèche (de MARTONNE 1942) et ces chiffres sont encore cités par H. ONDE (1938). Mais déjà R. BLANCHARD (1938-1956) note une offensive de l'hiver en altitude depuis 1910, associée à une plus grande égalité des saisons.(Voir aussi R.BALSEINTE 1957).

Le tableau n°16 et la fig.n°19 donnent les hauteurs relevées dans quelques stations lors de différentes périodes.

On constate l'augmentation des précipitations hivernales dans beaucoup de stations. L'hiver prend la première place au Gd St Bernard, Val d'Isère, Bonneval, au Tour. Il avance au St Gothard, Rutor, Chamonix, les Houches, les Contamines, Abondance, en Pelvoux. A Bourg St Maurice, il passe de la dernière place (1890-1905) à la première (1936-1965). A Grenoble, l'hiver se trouve en dernière position de 1878 à 1917, en 3ème position de 1917 à 1957 et en première position de 1956 à 1967. La pluviosité d'été reste stable ou augmente. Le printemps et l'automne deviennent plus secs.

Deux saisons humides, été et hiver, séparées par deux saisons plus sèches, printemps et automne, voilà la tendance de ces deux dernières décennies dans les stations les plus hautes et les plus proches des glaciers de l'arc alpin. Donc l'influence océanique tend à s'accroitre en hiver alors que la tendance méditerranéenne tend à s'effacer.

5°/ La saison où tombent les plus abondantes précipitations est très importante pour l'alimentation des glaciers.

En effet les précipitations d'hiver tombent sous forme de neige

Tableau n°16. Evolution des précipitations d'hiver en mm.

Stations	Période	Précipitations hiver	Précipitations totales	Indice
Le Tour	1901/1930	360	1493	EAHP
	1936/1955	436	1432	HEAP
	1954/1964	476	1491	HEPA
Chamonix	1881/1910	215	1120	EAPH
	1901/1930	257	1252	EAPH
	1936/1955	322	1281	EHAP
	1954/1964	364	1269	EHAP
	1960/1969	318	1283	EHAP
Les Houches	1901/1930	288	1277	AEHP
	1936/1955	305	1255	EAHP
	1954/1964	326	1288	EHPA
les Contamines	1901/1930	288	1401	EAPH
	1936/1955	379	1450	EHAP
	1954/1964	361	1397	EHPA
Abondance	1901/1930	309	1419	EPHA
	1954/1964	408	1589	EHPA
Bonneval-s-Arc	1901/1930	250	993	AHPE
	1936/1955	285	980	HAEP
	1950/1965	303	1023	HAEP
Gd St Bernard	1864/1940	542	2142	PAHE
	1933/1952	536	1999	AHPE
	1954/1964	553	1979	HPAE
	1961/1970	559	2087	PHAE
St Gothard	1964/1940	482	2313	APEH
	1952/1961	498	2158	AEHP

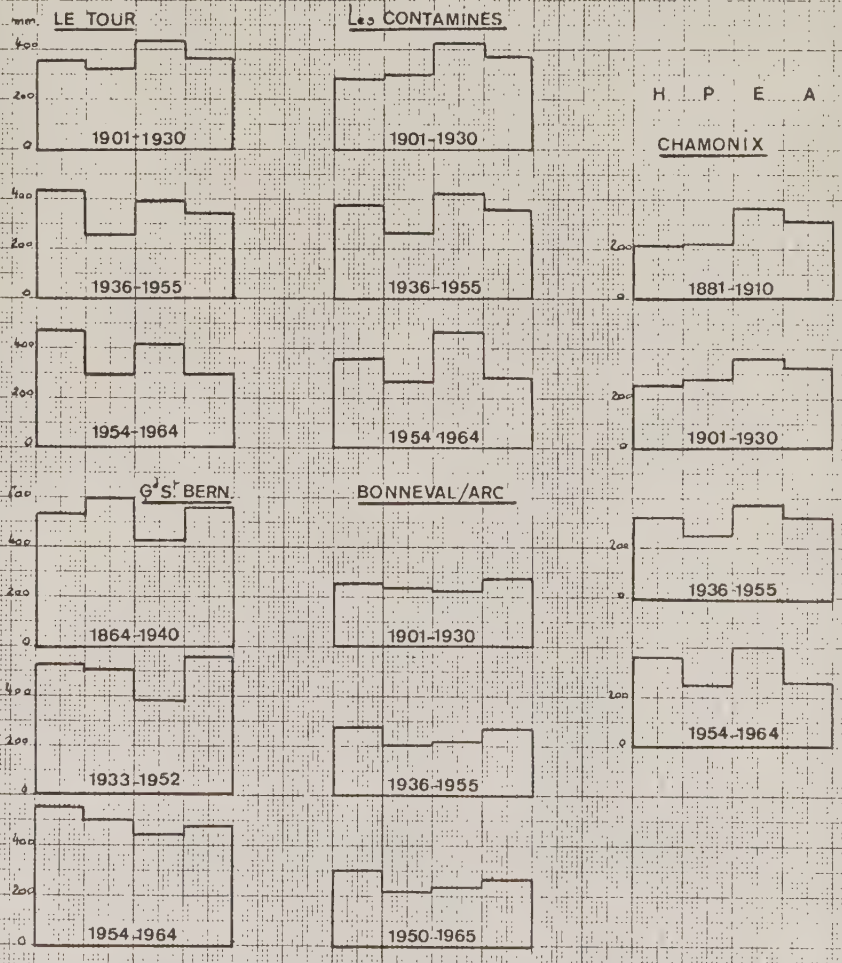
sur la totalité des bassins glaciaires; elles s'y accumulent et protègent les langues en retardant la mise à nu de la glace.

Les précipitations d'été aucontraire n'alimentent que les parties hautes des bassins en neige et s'écoulent sans retard dans toutes les parties basses : elles ruissellent sur la glace vive des langues et peuvent ainsi accroitre sa fusion.

Les précipitations d'automne, en octobre et novembre, freinent la fusion, car elles tombent à l'état neigeux de plus en plus bas à mesure que la saison s'avance et que la température baisse. Comme celles de printemps, elles se produisent le plus souvent par dépression cyclonique et refroidissement de l'atmosphère, elles entravent la fusion et concourent à l'alimentation.

On devrait donc assister à un processus croissant de l' alimentation des glaciers par accumulation neigeuse hivernale depuis les années 1930, ce qui devrait provoquer un épaississement des langues. Nous verrons ultérieurement que la nette avancée des fronts du Trient et des Bossons en est un témoignage.

FIG. 19. EVOLUTION DU REGIME SAISONNIER DES PRECIPITATIONS



Les dernières années marquent-elles la même tendance ? Il semble que non. Entre l'hiver exceptionnellement neigeux de 1965/66 et celui très abondant de 1969/70, il y a eu deux hivers secs en 1967/68 et 1968/69. Puis celui de 1970/71, déjà sec est suivi par celui de 1971/72, qui l'est davantage. Il est tombé à Chamonix de novembre 1970 à mars 1971, 345 mm, et de novembre 1971 à mars 1972, seulement 287 mm , alors que la moyenne (1960-70) est de 536 mm. La sècheresse semble se prolonger en 1973, où les précipitations des 6 premiers mois de l'année ont subi un déficit de 35 % à Chamonix (370 mm, alors que la moyenne est de 566 mm.) Pendant les cinq années 1967-1972, les précipitations de l'hiver perdent 20 % à Chamonix, alors que celles des 6 mois d'été sont légèrement supérieures à la normale (695 mm contre 688 mm.). L'offensive de l'hiver parait donc momentanément stoppée et il se pourrait que le gonflement des langues soit de courte durée.

En très haute altitude, cette offensive de l'hiver s'est-elle déployée ? Nous n'avons qucun moyen chiffré de le savoir. Néanmoins on peut tenir pour probable que la répartition des précipitations y est encore plus régulière selon les saisons que dans les stations d'altitude moyenne.

C. LES GRANDES AVERSES

Les rivières glaciaires ne sont pas exclusivement alimentées par l'eau de fusion de la glace et de la neige. En période chaude, quand le bassin est soumis sur des surfaces étendues à des températures positives, les averses pluviales s'écoulent en ruisselant sur les parties déneigées du bassin, et aussi sur la glace vive.

Les averses peuvent être génératrices de crues sur ce type de rivières avec une relation précipitations-débit que nous chercherons à établir plus loin. Elles méritent donc une étude particulière.

Nous verrons que les cours d'eau glaciaires n'offrent pas d'exemples de crues excessives, car les précipitations entrainent le plus souvent un refroidissement en haute altitude suffisant pour qu'une partie de leur bassin soit prise

par le gel. Mais si les crues sont rarement violentes, cela veut-il dire que les averses, elles aussi, sont modérées ? Après avoir cherché quels types de temps favorisent les averses les plus abondantes, nous passerons en revue ce que les relevés des pluviographes nous apprennent sur la fréquence, l'intensité et la saison des averses dans l'arc alpin.

1°/ Types de temps générateurs d'averses dans l'arc alpin :

Un essai de classification des types de temps dans les Alpes a été fait par J.MERTZ (1957) en étudiant le tracé des isohypses au niveau standard 500 mb, dans les années 1950 à 1952. On trouve dans ce travail les données suivantes :

-le régime du nord (ce qui signifie que le tracé des isohypses de la surface isobare à 500 mb, est orienté nord-sud) correspond le plus souvent à une situation anticyclonique sur les Alpes et n'est trouvé que dans 10 % des cas. Ce type de temps est le plus souvent sec et a sa plus grande fréquence en hiver; de faibles précipitations n'affectent que les versants nord des Alpes.

-le régime d'ouest et de nord-ouest est le plus fréquent (37 % des cas). De type anticyclonique, avec les hautes pressions baseés sur l'Europe du sud-ouest ou la Méditerranée occidentale, il apporte un temps sec. De type cyclonique, avec des dépressions sur l'Allemagne ou la Scandinavie, il peut être accompagné de chutes de pluies ou de neige importantes sur le versant N.W. des Alpes d'autant plus intenses que la zone dépressionnaire est proche et le tracé des isobares serré. Il peut se produire toute l'année.

-le régime de sud-ouest (31 %) est le plus souvent cyclonique avec le passage des dépressions sur l'Europe N.W. et de hautes pressions situées au sud des Alpes. Les précipitations sont fortes et de longue durée Il se produit toute l'année, mais surtout l'été. En hiver les températures sont plus douces que dans le régime précédent, les masses d'air ayant accompli un long parcours sur l'Atlantique.

-le régime du sud (6 %) est le plus fréquent en mai et donne des précipitations importantes sur le versant sud des Alpes, apportées par des dépressions sur l'Espagne et la France de l'ouest.

-les régimes sud-est (3 %), est (3 %) et nord-est (8 %) sont rares, donnent un froid sec par type anticyclonique; si des dépressions passent en Médirerrannée, des pluies modérées peuvent se produire. Par contre des pluies très violentes se déversent sur le versant italien des Alpes, donnant sur les crêtes le vent appelé en Franee, la "lombarde".

L'abondante pluviosité du versant nord-ouest de l'arc alpin est donc bien expliqué par la fréquenee des régimes générateurs de pluies, régimes de sud-ouest à nord-ouest, qui se produisent dans 68 % des cas.

2°/ Fréquence et intensité des grandes averses:

On a consulté les relevés journaliers des précipitations pour différentes stations de l'arc alpin ainsi que les courbes des pluviographes au Tour et dans diverses stations italiennes.

Haute-Arve

On a choisi les averses de plus de 30 mm tombés dans la journée. Ce ne sont pas des averses exceptionnelles, mais on peut les classer comme fortes. Le tableau suivant donne le nombre de ces averses, la hauteur d'eau moyenne recueillie, et les figures 20 à 24 représentent quelques-unes de ces averses:

Averses de plus de 30 mm. tombés en une seule journée, de 1954 à 1966.

	Le Tour 1460m.	Chamonix 1035 m.	les Houches 1040 m.	Contamines 1200 m.	Vallorcine 1260 m.
Printemps					
Nombre	23	12	9	13	18
Hauteur en mm	41	35	36	36	46
Eté					
Nombre	38	28	37	32	29
Hauteur	40	39	38	39	46
Automne					
Nombre	18	10	19	13	25
Hauteur	37	39	37	43	42
Hiver					
Nombre	57	32	21	36	47
Hauteur	47	47	42	44	56
Total 13 années					
Nombre	136	82	86	94	119
Hauteur moy.	41	40	38	41	47

Le nombre de jours de fortes précipitations (plus de 30 mm) est donc plus grand au Tour et à Vallorcine, c'est-à-dire dans les stations les plus hautes et les plus septentrionales de la vallée. En toute saison, leur intensité n'est nettement plus forte qu'à Vallorcine, sur le versant nord le plus exposé.

Les averses sont nettement plus nombreuses et plus intenses dans tout le bassin en hiver qu'aux autres saisons.

Si l'on considère les intensités journalières absolues on voit que pour ces dernières années, les averses de plus de 100 mm sont rares. En hiver un seul exemple à Vallorcine pendant ces 13 années, 185 mm. tombés le 17 février 1960: mais cette averse tombée sous forme de neige, donc plus difficile à mesurer, n'a pas paru authentique aux services d'E.D.F qui ne l'ont pas retenue. Par contre, l'averse du 22 septembre 1968est bien connue : 134 mm à Vallorcine, 77 mm à Chamonix et 59 mm aux Houches. Pour les deux jours, 21 et 22 septembre, les relevés donnent respectivement 152, 138 et 104 mm. L'averse a eu lieu par régime d'ouest avec une dépression sur l'Ecosse et la mer du Nord, et un anticyclone sur le Maroc. La hauteur de pluie relevée le22 a été supérieure à la valeur centenaire dans la Haute Arve, le Haut Arly et l'Eau d'Olle. (E.D.F.1968)

AVERSES

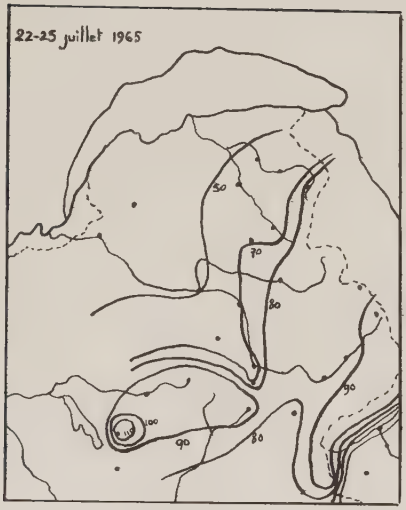


FIG.20

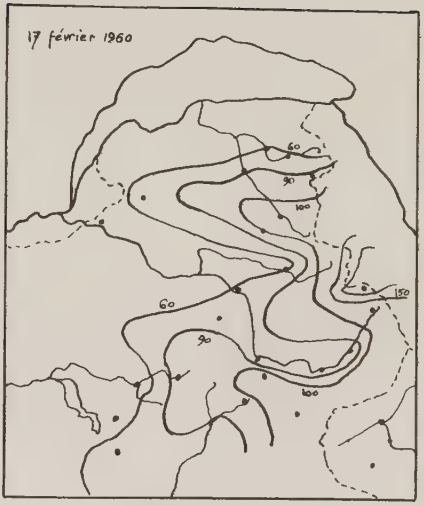


FIG. 21

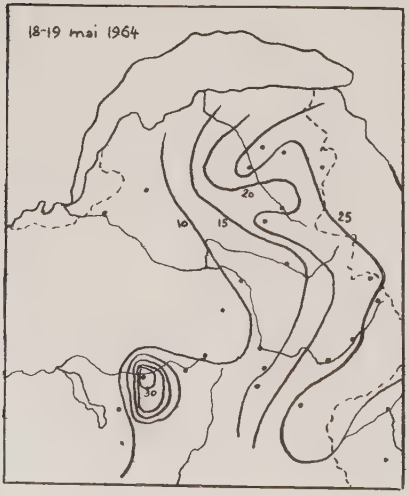


FIG. 22

FIG. 23

Les averses de 80 à 100 mm en une seule journée, ont eu lieu 2 fois en hiver au Tour et 8 fois à Vallorcine (1 en été, 2 en automne et 6 en hiver), alors qu'on en mesure 22 dans les Alpes Maritimes.

Les averses de 60 à 80 mm sont plus fréquentes : dans ces 13 années on en compte 15 au Tour, 12 à Vallorcine, 8 aux Contamines, 6 à Chamonix et 4 aux Houches, ce qui correspond très exactement à un accroissement avec l'altitude. Sur ces 45 averses, 26 ont eu lieu en hiver, 14 en été, 3 au printemps et 2 en automne.

Quelques points sont donc à noter : En premier lieu, l'intensité absolue des averses enregistrées dans le bassin de la Haute Arve est assez faible; on est loin des 315 mm. tombés en 24 heures dans le Tessin à Camedo le 2 novembre 1968 ou des 386 mm tombés le lendemain dans le Val Sesia, ou encore des 650 mm tombés à Marmo (Tessin) pendant ces deux journées. On est encore plus loin des averses cévenoles allant jusqu'à 500, 700 et même 950 mm. cette dernière averse détenant le record absolu en Vallespir en octobre 1940. (PARDE 1941).

En second lieu, les averses les plus intenses et les plus fréquentes ont lieu l'hiver et tombent sous forme de neige en altitude ; elles provoquent donc rarement un gonflement des débits : on peut prévoir que les crues pluviales des rivières glaciaires dégénèreront rarement en catastrophes.

Enfin il est important de signaler que les averses sont très hétérogènes dans l'espace, ce qui introduit une cause d'erreur dans l'étude de crues de rivières voisines. Ainsi les 16 et 17 juin 1965, il tombe 50 mm à Vallorcine, 25 aux Contamines, 21 à Chamonix, 18 aux Houches et 5 mm au Tour. Or ces deux stations du Tour et de Vallorcine sont distantes de moins de 4 km. L'Eau Noire et l'Eau de Bérard ont une forte crue immédiate alors que le Trient et le Tour réagissent à peine.

Suisse

On ne trouve pas de différences bien notables dans l'intensité des averses entre le Grand St Bernard et la Haute Arve.

De 1951 à 1963, on n'a enregistré aucune averse de plus de 100 mm. Entre 80 et 100 mm, on note 2 averses en été et 2 en automne. Entre 60 et 80 mm une s'est produite au printemps, 2 en été, 1 en automne et 1 en hiver. De même que son régime pluviométrique est moins différencié selon les mois, de même les grosses averses sont plus disséminées au cours de l'année.

La station du St Gothard, soumise à des précipitations venues du sud offre des exemples d'intensité nettement supérieure. Pour la même période, 1951 à 1963, 5 averses ont dépassé 100 mm. dans la journée, et 5 sont comprises entre 80 et 100 mm. Les trois saisons sont représentées sauf l'hiver. On approche de la vallée du Pô et des régimes méditerranéens.

Vanoise-Alpes Graies

Ici, la situation est différente. Cette région est le théâtre d'averses très particulières, génératrices de crues bien caractérisées : il s'agit d'averses dues à l'influence d'un vent pluvieux de secteur est, appelé "lombarde". L'origine de la lombarde est "l'arrivée de masses d'air chaud et humide venant d'est ou du sud, alimentées en humidité par leur passage sur la Méditerranée et s'accompagnant de précipitations abondantes sur le versant italien des Alpes avec des débordements limités sur le versant français". (GRARD et MATHEVET 1968).(fig.n° 24, d'après E.D.F.)

L'averse du 17 au 19 avril 1962 qui a donné 164 mm dans la vallée du Stura di Lanzo, a donné 100 mm sur les crêtes frontalières, encore 70 mm à l'Ecot, 37 mm à Bonneval et 19 mm à Val d'Isère.

L'averse du 27 au 30 octobre 1964 a déversé 193 mm dans la vallée du Stura di Lanzo, 86 mm à Valsavaranche, 73 mm à Bonneval, 69 mm à Avérole et 37 mm à Val d'Isère.

Dans nos bassins glaciaires, donc seuls les glaciers du Grand Paradis et des crêtes frontalières sont soumis à ce type d'averses. Plus bas du côté français, l'effet de foehn assèche le vent d'est descendant et freine les précipitations. A Bonneval 16 % des journées de pluie sont dues à la lombarde, représentant 37 % de la lame d'eau moyenne annuelle. Ces averses se forment surtout pendant la période froide. De 1950 à 1967, à Bonneval, elles ont donné en moyenne 70 mm en novembre, 55 mm en février, 46 mm en janvier 34 mm en octobre et 30 mm en décembre. Pendant la période chaude seul juin est bien fourni avec 36 mm. Septembre ne reçoit que 16 mm, août 4 mm et on ne trouve aucun cas de lombarde en juillet. Donc sauf en juin, ces averses n'ont guère d'influence sur la fusion des glaciers de la région et ne font qu'ajouter à l'accumulation de l'hiver.

Mais l'intensité des averses, d'origine lombarde ou autre est beaucoup plus forte sur le versant italien. Les "sacs d'eau" méditerranéens sont sans comparaison avec les averses océaniques des versants nord et ouest des Alpes.

Alors qu'au Tour, les pluviographes ne donnent pas d'exemple d'intensité plus forte que 10 mm. en 1 heure (12 août 1962, 23 juillet 1964 et 4 août 1966) pour la seule année 1959, on note le 27 août, 28 mm en 20 minutes à

Episodo pluvieux moyen et zone d'extension
des régimes de Lombarde

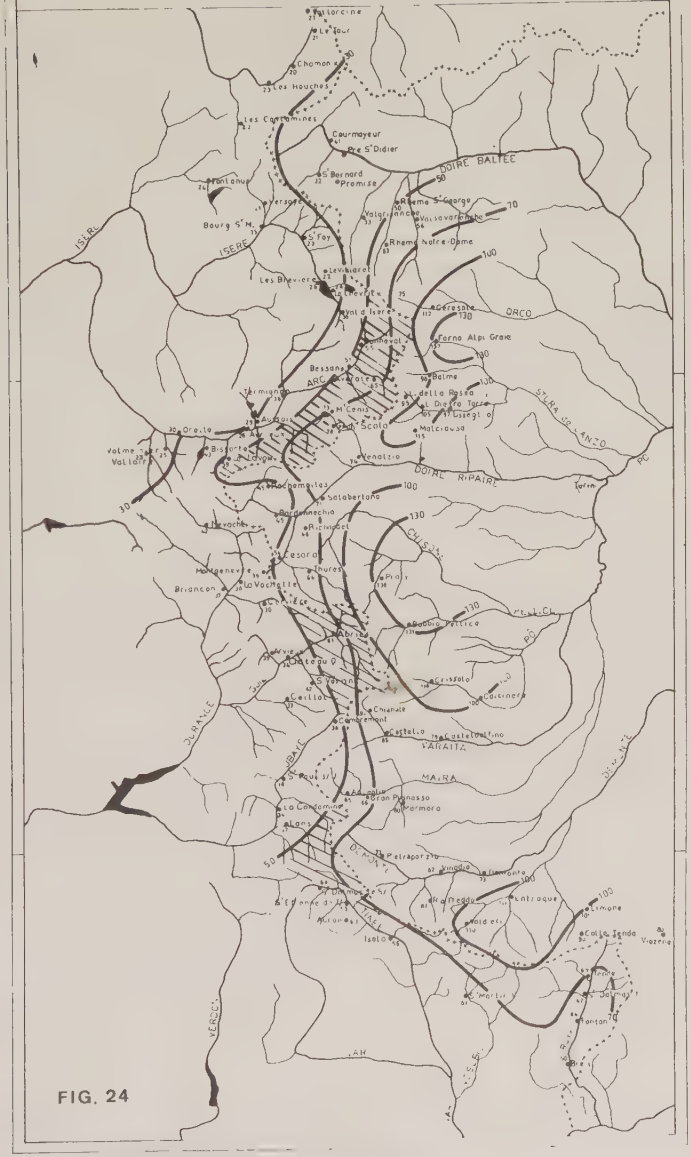


FIG. 24

Courmayeur; le 2o juillet Viu reçoit 39 mm en 40 minutes et la Sesia 50 mm en 50 minutes. Le 15 juin 1960, Vercelli reçoit 50 mm en 30 minutes. Calcinere (Alto Pô) reçoit 80 mm en 1 heure le 31 mai 1968 et Grignasco dans la vallée de la Sesia 172 mm en 6 heures 30, le 2 novembre 1968. Mais dans les Pyrénées-Orientales on a noté 150 mm en 1 heure en octobre 1940, intensité exceptionnelle qu'on a noté plusie urs fois à Locarno-Monti, mais pendant un laps de temps bref (J.LOUP 1973) . Le noyau pluvieux de l'averse affecte les premiers obstacles rencontrés, à moyenne altitude (stations du Stura di Lanzo, du Chisone, de l'Orco). Lorsque l'averse atteint les crêtes, elle a déjà diminué d'intensité.

On peut donc conclure que les averses du versant français de cette région Vanoise - Graies, malgré leur intensité et leur nombre, n'ont pas sur les glaciers l'influence qu'on pourrait attendre. Elles les atteignent déjà affaiblies et le plus souvent en hiver sous forme de neige qui ne s'écoulera au printemps que par la fusion nivale.

\+
\+ \+

En conclusion de ces données recueillies sur les précipitations, on peut dire que l'arc alpin présente des versants nord et ouest abondamment arrosés. Ces précipitations sont bien réparties toute l'année, sans averses très violentes ; au moins jusqu'à 3500 ou 4000 m. elles augmentent avec l'altitude et atteignent des totaux assez remarquables.

Les vallées intérieures et surtout le versant méditerranéen sont plus secs avec un régime plus contrasté et des averses plus violentes.

Il semble y avoir depuis quelques décennies une offensive des pluies d'hiver et des influences océaniques, surtout marquée en altitude, qui doit concourir à une alimentation accrue des glaciers.

C H A P I T R E V I

LES PRECIPITATIONS NEIGEUSES DANS L'ARC ALPIN ET QUELQUES AUTRES ELEMENTS DU CLIMAT

I. LA NEIGE

Nous avons considéré jusqu'ici les précipitations globales sans distinguer la pluie de la neige. Or une des conséquences fondamentales de l'altitude et de la baisse de température qu'elle provoque, est de transformer en chutes de neige les précipitations. Ces chutes de neige sont à l'origine même des glaciers.

Quelle est la fréquence et l'intensité des chutes de neiges dans l'arc alpin ? Que représentent-elles comme eau de fusion ? Quelle est la durée et l'épaisseur de la couverture neigeuse ainsi formée le long de l'année ? Nous allons chercher à répondre à ces questions pour les différentes altitudes de la haute montagne.

A. NOMBRE DE JOURS DE CHUTE DE NEIGE. NIVOSITE.

Pendant la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, nous avons relevé les nombres de jours de chute de neige pour quelques stations.

Les relevés pluviométriques des différents pays distinguent en général les chutes de neige des précipitations liquides par un signe, tel qu'un astérisque; le nombre de jours de neige est facile à noter ainsi que la hauteur des chutes par simple addition.

Station	Alt.	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	Hiver
Chamonix	1040	0.2	2.7	4.3	9.5	10.5	8.6	6.7	4	1	0.1	47.3
Vallorcine	1200	0.1	2.5	7	11	10.7	8	9	4.6	1	0.1	54
Le Tour	1460	0.4	2.7	5.7	9.5	11.4	9.5	8.5	5	2	0.2	55
Gd St Bern.	2479	3	9	13	14	15	15	13	15	10	5	118

Dans cette décennie le nombre de jours de chute de neige le plus faible est celui de l'année 1963/64 (32 jours au Tour) et le plus fort est celui de 1957/58 (67 jours au Tour).

La station du Tour subit pendant cette période 143 jours de précipitations totales en moyenne. Le rapport du nombre de jours de chute de neige à celui des précipitations totales, s'appelle coefficient de nivosité: il est pour le Tour de 38 %, avec les valeurs de 94 % en janvier, 90% en février , encore 47 % en avril et 12 % en mai. R.BALSEINTE, dans sa thèse sur les climats montagnards (1966) donne pour la décennie 1951-1960 de nombreux exemples de coefficient de nivosité pour les stations françaises. On voit que l'altitude régle fermement la nivosité par son incidence sur la température, de même que l'éloignement à l'intérieur de la chaine. Ce coefficient atteint 40 % à Vallorcine, dès 1200 m., seulement à 1400 m. en Vanoise et à 2000 m. au Lautaret, déjà plus au sud. Si l'on se risque à extrapoler, on obtient un coefficient de nivosité de 100 % vers 3500 m. dans le massif du Mont Blanc et vers 3800 m. en Vanoise. C'est plausible pour des valeurs moyennes : mais par un été chaud on peut voir la pluie à 4000 m. dans le massif du Mont Blanc.

Sur le versant italien, les chiffres de nivosité sont plus faibles : il neige environ 30 jours par an à Courmayeur(1220 m.), 55 jours au Petit St Bernard (2180 m.) et 60 jours à Lago Gabiet (2340 m.).

B. ABONDANCE MOYENNE DES CHUTES DE NEIGE.

La valeur des précipitations neigeuses peut être exprimée de deux façons, en hauteur de neige ou en lame d'eau de fusion.

La hauteur de neige est mesurée après la chute, sur une surface horizontale, ou table à neige, déblayée après chaque chute. La neige, très légère

au moment de sa chute, surtout par basse température, se tasse aussitôt sans même attendre la fin de la chute. Sa densité peut atteindre 0,12 et même 0,06 dans le cas de neige ultra-légère. Une même hauteur de neige peut donc représenter des quantités d'eau de fusion très variables. On admet pour les calculs une densité standard de 0,1. Avec plus de précision on mesure son poids : 1 kilo de neige correspond à 1 litre d'eau ou à une lame de fusion de 1 mm. répartie sur 1 m2. On obtient ainsi des grandeurs que l'on peut comparer aux précipitations liquides.

D'autre part la neige a un certain pouvoir de rétention d'eau liquide venue soit de sa propre fusion, ou d'une chute de pluie ultérieure sur de la neige fraiche : il semble qu'elle ne peut retenir plus de 10 % de son propre poids.

Le tableau suivant donne les valeurs en eau des précipitations neigeuses de quelques stations , en millimétres :

Abondance moyenne des chutes de neige

Station	Alt.	Période	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	Hiver	
Chamonix	1040	1954/64	2	21	36	94	98	107	61	27	5	2	453	mm.
Vallorcine	1260	1957/66	-	27	68	134	132	89	92	31	11	2	589	
Le Tour	1460	1934/62	-	22	64	115	142	126	77	49	13	-	608	
Le Tour		1954/64	6	32	54	124	132	171	90	45	15	3	672	
Contamines	1200	1956/60	-	30	26	53	58	58	32	41	9		307	
Champagny	1440	1953/65	-	13	65	110	88	64	89	53	11	-	493	
Tignes	1730	1958/66	-	17	57	100	102	73	83	55	3	-	490	
Bessans	1740	1956/67	-	18	68	102	85	57	81	65	13	-	489	
Bonneval	1790	1956/66	-	15	73	100	90	65	79	64	5	-	491	

En prenant la densité standard de 0,1, on obtient une hauteur de neige de 6 à 7 mètres de neige au Tour, et de 4 à 5 mètres à Chamonix. Le bulletin du CEDONIGLA (Grenoble) donne les chiffres suivants pour la décennie 1958-68 : le Tour : 7,15 mètres. Vallorcine : 4.77 mètres. Bonneval : 4.55 m. Pralognan : 3.61 métres et St Christophe en Oisans : 3.40 mètres.

Dans des publications moins récentes, on voit cité le chiffre de de 9.14 mètres de chute de neige annuelle au Tour. Ce chiffre a été calculé pour les années 1901-14. Mais il semble qu'on ait pris comme densité 0,07 en tenant compte de la légèreté particulière de la neige au Tour. Cela correspond avec la densité de 0.1,à 704 mm de valeur en eau, valeur proche de celle que nous trouvons pour les périodes ultérieures.

L'hiver hyperneigeux 1969/70 a fourni à Vallorcine 9.14 mètres de neige et 7.38 m. à Bonneval, mais il est encore dépassé par celui de 1965/66, qui a donné 10.85 m. de neige au Tour, 9.44 m. à Vallorcine et 8.80 m. à Bonneval. La station du Col de Porte, qui n'est qu'à 1320 m. d'altitude mais dans les Préalpes très arrosées (Chartreuse) a reçu 8.34 m. en 1965/66 et le total exceptionnel de 11.78 mètres en 1969/70.

L'hiver le plus pauvre en neige est 1963/64 avec 1.99 au Col de Porte 1.55 m. à Chamonix, 1.64 m. à Vallorcine et 2.90 m. au Tour.

L'écart des valeurs extrêmes est de 3.7 et 5.8 au Tour et à Vallorcine pendant la période 1954-70, alors qu'il n'est que de 1.7 aux deux mêmes stations pour les précipitations totales : c'est très explicable puisque pour les chutes de neige, le facteur température s'ajoute au facteur précipitations totales. Les deux hivers 1954/55 et 1965/66 ont donné au Tour respectivement 6.98 m. et 10.85 m. de neige pour un total de précipitations sensiblement égal. Mais la température moyenne de l'hiver 1954/55 est la plus chaude et les précipitations de 1965/66 ont eu lieu surtout en hiver. A Grand St Bernard, il est tombé 18 m. de neige en 1934/35 et 3.22 m. en 1948/49, avec un écart de près de 6.

L'intensité des chutes de neige est la quantité de neige qui tombe, chaque jour où il neige : elle est exprimée par le rapport de la hauteur de neige au nombre de jours de chute de neige. Ce rapport est en moyenne de 12 cm au Tour, 11 cm à Vallorcine, et 9.6 cm à Chamonix. Ce sont de très fortes chutes. Au Canada l'intensité ne dépasse pas 9 cm à l'ouest et 3 cm à l'est. Aux Etats-Unis seule la Sierra Nevada en Californie reçoit des chutes aussi intenses, 11 cm. (J.CORBEL 1960).

Enfin on appelle coefficient nivométrique le rapport des précipitations solides,en lame de fusion,aux précipitations totales. Pour la Haute Arve on a les valeurs suivantes :(en %)

Station	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	Hiver
Chamonix	2	27	44	76	78	80	70	41	5	1	33 %
Vallorcine	-	27	53	77	85	94	73	36	14	1	40
Le Tour	6	36	61	78	82	94	82	56	14	2	45

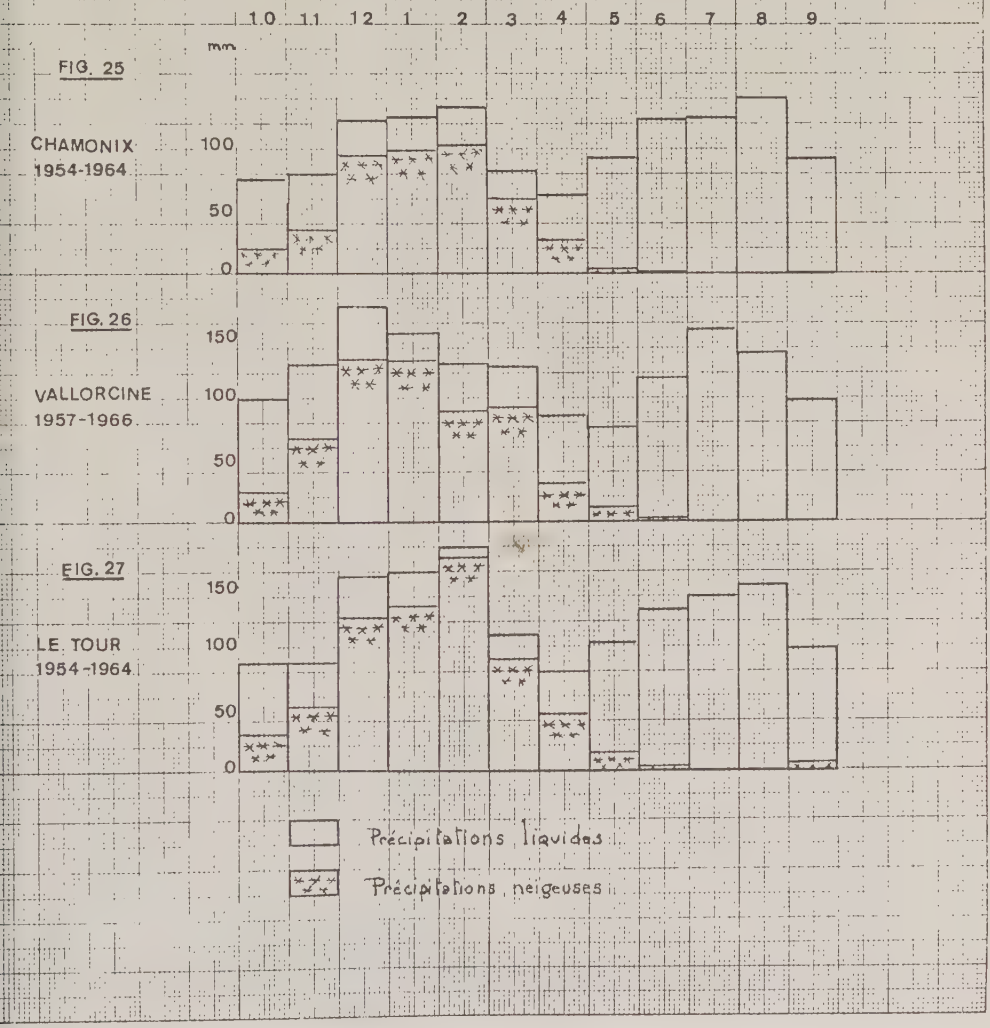
Si l'on extrapole le coefficient nivométrique annuel, on trouve qu'il augmente d'environ 3 % par 100 m. d'altitude, valeur trouvée également par C.-P. PEGUY dans le Vercors. Cela donnerait 60 % vers 2000 m., 75 % vers 2500 m. 90 % vers 3000 m. On aurait un coefficient nivométrique de 100 % vers 3500 m. altitude déjà trouvée pour le coefficient de nivosité.

En Vanoise, les coefficients sont moins élevés. Entre 1500 et 1800 m. ils n'atteignent pas 40 %. MAURER donne pour le Dauphiné une progression plus lente qu'en Savoie, soit 33 % à 1500 m., 48 % à 2000 m. et 80 % à 3000 m. (chiffres cités par L.LLIBOUTRY 1965).

Quant aux régimes nivométriques, ils ont été calculés pour trois stations de la Haute Arve, Chamonix, Vallorcine et le Tour (fig. 25 à 27).

Comme l'a fait remarquer C.P.PEGUY (1952), les régimes nivométriques se différencient selon l'altitude. En altitude moyenne, c'est la baisse des températures au dessous de 0° qui règle les précipitations solides et celles-ci

REGIMES NIVOMETRIQUES



ont lieu au coeur de l'hiver. Ainsi Chamonix reçoit dans les trois mois de l'hiver, de décembre à février , les 66 % de la neige qu'elle reçoit. Les chutes de neige sont possibles en octobre et mai, exceptionnelles en juin et septembre. A mesure que l'altitude augmente, la période possible des chutes de neige s'allonge et le régime suit celui des précipitations totales. Au Tour les chutes de neige de juin et de septembre sont moins rares et d'abondance moins négligeable ; les chutes des trois mois d'hiver ne représentent plus que 63 % du total. Au Grand St Bernard, à 2500 m. les mois les plus neigeux sont novembre et avril avec un minimum en janvier et février. On peut même penser qu'au delà de 3600 m., où les précipitations se font dans leur presque totalité à l'état solide, le mois le plus neigeux soit un mois d'été. Mais l'altitude apporte tant de modifications à ces phénomènes qu'il se pourrait que les régimes en soient perturbés, et nous n'avons pas actuellement de moyen précis de le savoir.

Il semble enfin y avoir dans les régimes nivométriques une même évolution que dans les régimes pluviométriques, pendant ces dernières années. Comparons le régime du Tour, selon les chiffres cités par R.BALSEINTE (1966) et les nôtres :

Le Tour	: 9	: 10	: 11	: 12	: 1	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: Hiver
1901-1949	-	30	81	122	130	115	106	53	13	3	650
1954-1964	6	32	54	124	132	171	90	45	15	3	672

Ces chiffres montrent le même accroissement d'hiver que nous avons déjà trouvé pour les précipitations totales, particulièrement en février; l'automne (novembre) et le printemps (mars et avril) diminuent. Les trois mois d'hiver fournissent 56 % des précipitatinns neigeuses totales dans la première moitié du siècle et 63 % dans la décennie suivante.

C. LE MANTEAU NEIGEUX.

La durée de l'enneigement pendant l'année intéresse au premier chef la fusion des glaciers. Le manteau de neige qui les recouvre, les préserve de la fusion en début et en fin de saison chaude. Selon l'épaisseur de ce manteau et du temps nécessaire pour sa propre fusion, la fonte du glacier s'établira d'une façon précoce ou tardive ; et les premières chutes de neige en automne marquent d'une façon brutale la fin de la période d'ablation glaciaire. Il faut donc considérer la durée de la couverture neigeuse selon l'altitude ainsi que son épaisseur et sa valeur en eau.

Tableau n° 17. DUREE DU MANTEAU NEIGEUX

Stations	Altitude	Durée en jours	Période
Préalpes			
Abondance	1000	119	1951/60
Col de Porte	1320	157	1960/70
Säntis	2500	270	1958/1969
Massif du Mont Blanc			
Les Contamines	1200	115	1952/57
Courmayeur	1220	122	1950/59
Vallorcine	1260	130	1951/60
Le Tour	1460	148	1958/64
Bellevue	1750	167	1958/64
Mont Lachat	2070	203	1951/60
Pt St Bernard	2180	207	1950
Alpes Bernoises			
Grimsel	1959	214	1963/68
St Gothard	2095	238	1958/64
Vanoise			
Pralognan	1410	146	1939/49
Bonneval	1790	158	-
Iseran	2760	270	-
Pelvoux			
Lautaret	2000	175	-
Bramans	2400	259	-
Izoard	2410	225	-
Pennines			
D'Ejola	1850	194	1950/59
Lago Gabiet	2340	220	-
Lagi Goillet	2526	220	-

1°/ La durée de l'énneigement est consignée pour un certain nombre de stations :

Depuis 1958, les résumés hebdomadaires d'Electricité de France donnent les dates de début et de fin d'enneigement aux stations du Tour(1460m.) de Bellevue (1750 m.) et de la Flégère (1800 m.). Les Annales du Bureau national de météorologie suisse donnent depuis 1959 les hauteurs journalières de neige au St Gothard (2095 m.) et au Säntis (2500 m.). D'autres observations ont été publiées dans les ouvrages de ABBADISSER (1954) R.BALSEINTE (1966), J.-J.BOISVERT (1955) H.ONDE (1938) C.-P.PEGUY (1947) et A.POGGI (1957).

La durée moyenne de l'enneigement, notée dans le tableau n°17, parait suivre dans l'espace les mêmes variations que les quantités de neige tombée : elle est plus longue dans les stations très enneigées des Préalpes, et plus courte sur les versants sud. Mais c'est de beaucoup l'altitude qui détermine la durée de la couverture neigeuse.

Nous avons cherché à établir avec plus de précision pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, la durée de l'enneigement à différentes altitudes dans le bassin de la Haute Arve, en nous référant aux Résumés hebdomadaires d'Electricité de France, et en les complétant par des observations personnelles sur le terrain pour les plus récentes années. Ce ne sont que des durées moyennes pour la décennie, et très approchées, car il n'est pas possible d'entrer dans le détail de chaque versant et de chaque exposition. Par contre, il nous a paru important de distinguer la durée de la couverture neigeuse sur les pentes rocheuses et celle de l'enneigement du glacier lui-même , pour nos calculs futurs. Car le glacier refroidit la neige qui le surmonte alors que le roc, dès que cette couverture s'amincit, réfléchit les rayons solaires et la fait fondre rapidement (CAPPELLO 1959). On s'accorde à penser qu'il peut y avoir sur la glace un retard de trois semaines en début de saison. TRONOV, cité par L.LLIBOUTRY (1965) a observé dans l'Altai en août 1957 une couche de neige de 50 à 80 cm. qui fondit complètement sur le sol en 3 à 5 jours, mais mit 20 jours à fondre sur le glacier.

En tenant compte de ces observations, nous avons établi le tableau suivant pour la Haute Arve pendant la décennie étudiée et tenté de représenter l'évolution de la couverture neigeuse dans les fig.28 à 32.

Il est bien évident que ces chiffres ne représentent que des durées moyennes : des épisodes froids et pluvieux apportent des chutes de neige en toutes saisons ou des périodes chaudes font disparaitre l'enneigement parfois beaucoup plus tôt. Mais en moyenne on peut dire que l'enneigement gagne du terrain à raison d'environ 20 m. de dénivelée par jour, alors qu'il lui faut plus de temps pour disparaitre : trois mois s'écoulent entre le temps où il disparait à 1500 et à 2700 m. d'altitude.

Durée de l'enneigement selon l'altitude :

Altitude:	Début enneigement	Fin enneigement sur sol	Fin enneigement sur glace	Retard en j.	Durée en jours sur sol	Durée en jours sur glace
1200 m.	10-12	10-4			120	
1500	25-11	24-4	18-5	24	148	172
1600	22-11	28-4	22-5	24	155	179
1700	18-11	2-5	26-5	24	162	186
1800	15-11	5-5	30-5	24	169	193
1900	7-11	14-5	9-6	24	192	216
2000	28-10	24-5	17-6	23	208	231
2100	20-10	4-6	26-6	22	228	250
2200	16-10	14-6	5-7	21	242	263
2300	11-10	23-6	14-7	21	255	276
2400	8-10	1-7	21-7	21	267	288
2500	6-10	9-7	29-7	20	277	297
2600	3-10	17-7	5-8	19	287	306
2700	28-9	26-7	14-8	18	301	320
2800	25-9	4-8	22-8	17	313	331
2900	22-9	20-8	31-8	11	335	346
3000	15-9	5-9	10-9	5	355	360

2°/ Epaisseur et valeur en eau du manteau neigeux

La hauteur de la couverture neigeuse est devenue avec l'expansion continue des sports d'hiver un élément important de la publicité des stations de tourisme : chacune prend des mesures régulières au niveau de la station et à l'altitude des plus hauts remonte-pente. Cette hauteur, mesurée en cm. doit être accompagnée de mesures de densité de la neige : on peut alors calculer la valeur en eau en mm., élément qui peut entrer dans l'équation d'un bilan.

a) Les hauteurs moyennes du manteau neigeux ont été calculées en France et pour la période 1951-1960 par R.BALSEINTE (1966). Voici pour deux stations les valeurs par quinzaine, en cm. :

Station	déc.		janvier		février		mars		avril
	19	2	16	30	13	27	13	27	10
Vallorcine (1200m.)	30	40	40	45	75	80	70	40	20
Bellevue (1800m.)	65	90	110	120	155	155	125	100	65

Le bulletin du CEDONIGLA a publié pour quelques stations les valeurs maximales et minimales du manteau neigeux, à l'époque du plus grand enneigement en cm. :

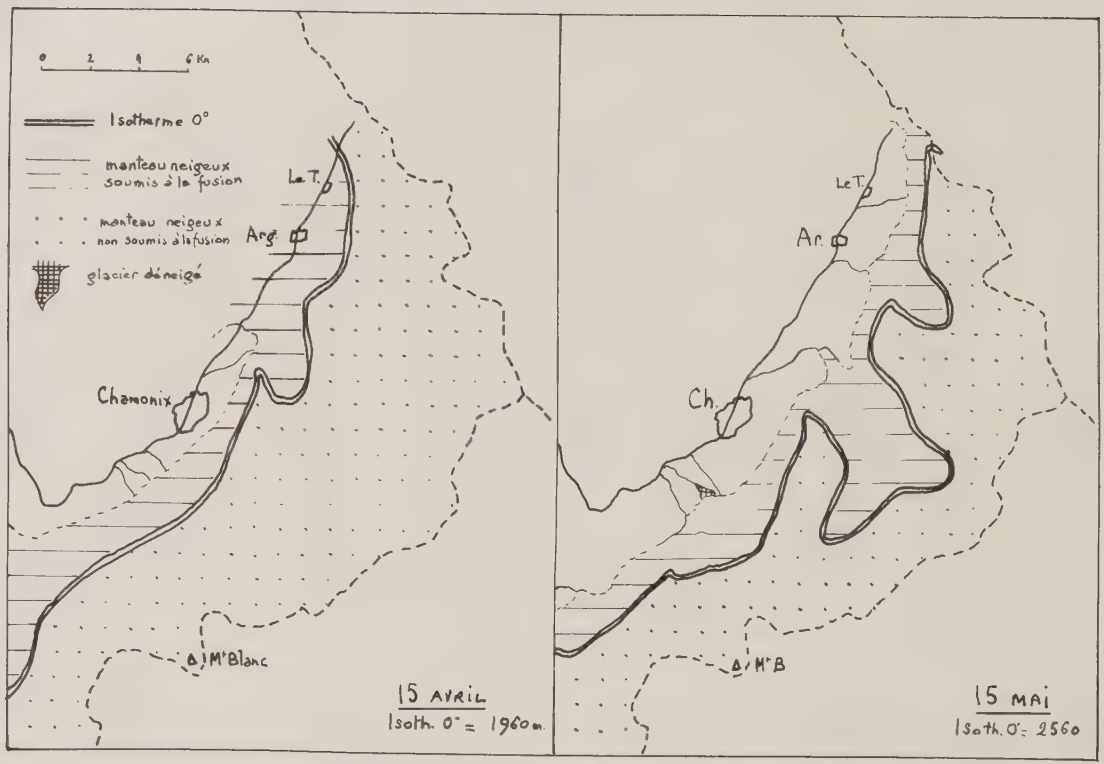

0 2 4 6 Km
Isotherme 0°
manteau neigeux soumis à la fusion
manteau neigeux non soumis à la fusion
glacier déneigé
Le T.
Arg.
Chamonix
M^t Blanc
15 AVRIL
Isoth. 0° = 1960 m.
I
Le T.
Ar.
Ch.
M^t B
15 MAI
Isoth. 0° = 2560
II

FIG. 28

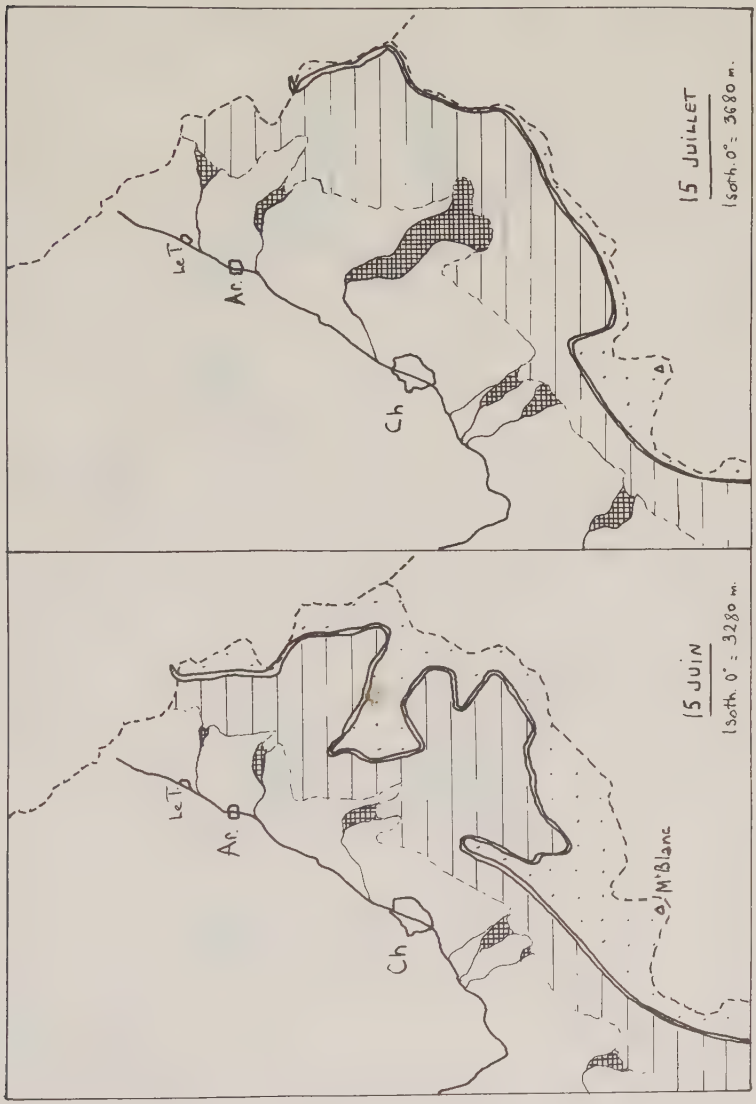
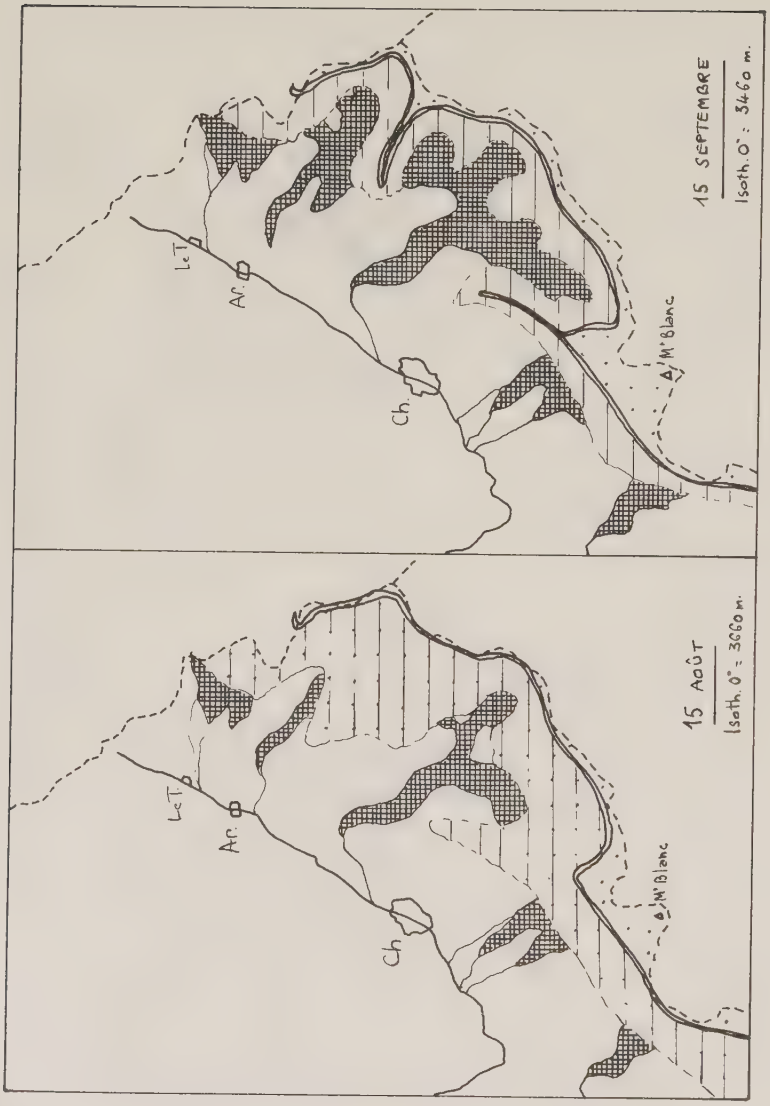
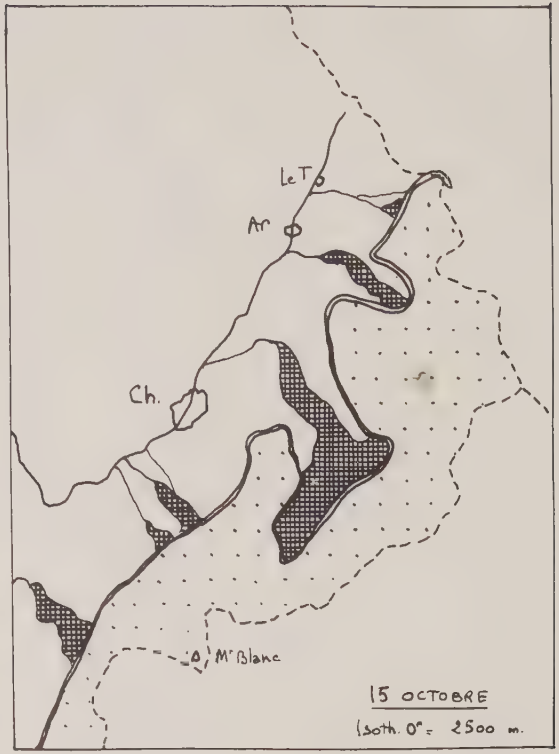

III
15 Juin
Isoth. 0° : 3280 m.
Le T
Ar.
Ch
o/M Blanc
IV
15 Juillet
Isoth. 0° : 3680 m.
Le T
Ar.
Ch

FIG. 29


LeT
Ar.
Ch.
15 Août
Isoth. 0° : 3660 m.
M^t Blanc
LeT
Ar.
Ch.
15 Septembre
Isoth. 0° : 3460 m.
M^t Blanc

V VI

FIG. 30



VII

FIG. 31

Station	Altitude	Maximum	Année	Minimum	Année
Vallorcine	1260	253	1962/63	29	1963/64
Col de Porte	1320	310	1969/70	41	-
Pralognan	1420	190	1965/66	20	-
Le Tour	1460	342	1965/66	21	-
St Christophe	1550	150	1965/66	15	-
Bessans	1710	230	1962/63	31	-
Bonneval	1790	195	1962/63	70	-

Pour chaque mois d'hiver la hauteur moyenne de la neige est la suivante en cm.

Station	Alt.	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7
Col de Porte 1960-70	1320	-	-	9	55	107	140	148	106	38	-	-
St Gothard 1964-66	2095	2	11	70	139	141	159	184	176	119	6	-
Säntis 1964-69	2500	4	16	57	140	244	308	321	356	334	174	11

b) Les valeurs en eau moyennes pour la période 1955-1968 relevées à Bellevue (1750 m.) sont les suivantes :

	Moyenne	Maximum	Minimum
janvier	320 mm	520 mm (1959)	22 mm (1964)
février	400 mm	645 mm (1958)	30 mm (1964)
mars	500 mm	720 mm (1960)	100 mm (1964)
avril	520 mm	1030 mm (1958 et 63)	90 mm (1964)

En avril 1946 la hauteur moyenne du manteau neigeux à Lago Goillet dans le haut Valtournanche est de 549 cm, alors qu'elle n'a été que de 27 cm. en avril 1949. (M.VANNI 1952).

Les hauteurs et les valeurs en eau de la couverture neigeuse varient donc dans une forte proportion selon les années et selon la saison. L'abondance précoce et soutenue de 1966 s'oppose à la pauvreté constante de 1964, alors que 1961 est remarquable par des périodes de fort enneigement interrompues par des épisodes de fusion et de tassement où la couverture s'amincit notablement. Le manteau neigeux présente à lui seul l'intérêt d'exprimer la double influence de la température et des précipitations neigeuses.

II. VENT ET HUMIDITE RELATIVE

Le vent a une grande importance en montagne où il joue à la fois sur la température et l'humidité, comme sur l'homme.

On sait que le vent ne souffle pas de façon régulière. C'est un écoulement turbulent provoqué par les irrégularités mécaniques et thermiques de la surface de la terre. Ses effets se font sentir jusqu'à une certaine altitude variable entre 1000 et 3000 m. au dessus des reliefs;au delà commence ce qu'on appelle l'atmosphère libre. La présence de hautes montagnes fait monter plus haut encore cette zone de turbulence, mais celle-ci s'atténue à mesure qu'on s'élève, les obstacles diminuant, et la vitesse du vent n'en est que plus grande.

Le vent en haute altitude a été mesuré depuis de longues années dans diverses stations. Le tableau n° 18 donne les valeurs mensuelles pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964 à Plateau Rosa dans les Pennines, à 3488 m. d'altitude, sur la crête du Mont Rose. La moyenne annuelle de la période est de 12,8 noeuds soit 23 km/h. Pour la même décennie la moyenne est de 3,1 noeud à Sion, soit 5 km/h. Le vent est donc considérablement plus fort en haute altitude.

Les variations saisonnières sont très régulières avec un minimum d'été et un maximum bien marqué en hiver. La plus forte moyenne mensuelle est de 28 noeuds ou 50 km/h en février 1954 et la plus faible est 5 noeuds, ou 8 km/h en septembre 1959.

Un autre observation peut être faite en comparant ces deux stations de Sion et Plateau Rosa : la mesure du vent est faite 8 fois par jour, il y a donc en une année 2920 observations. Sur ces 2920 mesures, 218 sont cotées "sans vent" à Plateau Rosa. A Sion, on en a relevé 1472, soit 7 fois plus. Autrement dit, il y a calme plat 1 jour sur 2 à Sion, et 1 jour sur 13 à Plateau Rosa.

Les observations sont donc très nettes : le vent est toujours très violent en altitude, avec un maximum marqué en hiver. Les chutes de neige se produisent donc le plus souvent en tempête, et la couverture neigeuse ne peut avoir aucune régularité, épaisse aux endroits abrités, parfois inexistante sous le souffle qui balaie tout. On comprend mieux par ces chiffres la difficulté des mesures de chutes de neige en haute montagne.

Tableau n° 18. MESURES DE LA VITESSE DU VENT A PLATEAU ROSA (3488 m.)

(moyennes mensuelles, en noeuds)

Mois	: 1954:	1955:	1956:	1957:	1958:	1959:	1960:	1961:	1962:	1963:	1964:	Moy.
1		15.5	18.3	17.1	14	20.	17.2	12.6	19.4	16.3	11.1	16
2		20.5	16.9	18	17.3	10.3	14	17.5	19.7	10.4	16.3	16
3		16.1	17.8	12.9	15.5	11.5	11.4	16.4	15.1	13.3	12	14
4		18.6	15	12.4	14	12.4	11	10.8	17.9	11.7	11.5	13.6
5		13.3	12.6	8.8	14.8	8.3	10.5	15.2	12.6	9.2	10.1	11.5
6		12.5	13.5	13.3	10.3	9	8.3	8.7	8.2	10.8	11.3	10.6
7		12	12.3	10.7	8.3	8.6	13	9.3	11.3	6.5	8.4	9
8		9.9	17	12.2	10.1	7	13.2	11.6	7	13.2	10.8	11.2
9		8.7	14.6	11.3	10.9	5.1	13.2	8	9.7	11.9	12.1	10.5
10	12.5	14.1	12.7	8.5	13.6	10.5	16.6	9.8	7.8	10.7		11.7
11	18.2	15.1	13.9	10	8.9	14.7	16.3	13	15.3	17.6		14.3
12	20.9	17.9	14.8	12.9	16.8	17.9	12.9	18	16.6	8.4		15.7
Année		14.5	15	12.3	12.9	11.3	13.1	12.6	13.4	11.6		12.8

Nombre d'observations "sans vent" (8 mesures par jour)

Plateau Rosa

71	109	157	262	346	325	239	174	254	242	278	218

Sion

1271	1187	1296	1278	1449	1335	1388	1392	1214	1491	1411	1471

Des vents spécifiques de la montagne et créés par le relief ont été bien étudiés et méritent une mention spéciale.

1°/ Le "foehn" est un vent qui descend de la montagne dans la vallée et qui souffle pendant plusieurs jours avec une violence croissante. Il coincide avec de hautes pressions en Italie et des basses pressions sur l'Europe du N.W. Sa force est réduite au sommet des crêtes puis il descend en cascade en se réchauffant et en s'asséchant. D'après une étude de M.BOUET (1968) sur le Valais suisse, sa fréquence annuelle est de 267 heures réparties sur 34 jours. La fréquence est la plus forte au printemps (mars, avril, mai, juin et un peu octobre). Si le foehn est bien développé, l'écart des températures peut être de 3° à 2000 m., de 2° à 2500 m. de 1° à 3000 m. et il s'annule dans les parties hautes. Les jours de foehn ont une moyenne de température plus haute de 4°8 que la normale et une humidité relative plus basse de 15 %.

Il semble donc que le foehn n'ait pas beaucoup d'influence sur la fusion glaciaire qui ne débute tardivement dans l'été et à haute altitude, comme la lombarde qui en est une variété. Mais il est responsable certainement de fusion précoce de neiges printanières. Néanmoins , à la surface d'un glacier de l'Asie Centrale, I.V.BUT (1967) a observé que par situation de foehn,l'ablation est plus forte que prévue. Est-ce dû à un albedo plus faible, ou à un échange de chaleur par turbulence plus accentué ?

2°/L'ensemble brise de montagne-brise de vallée présente des caractéres particuliers en haute montagne. La montée des brises chaudes des vallées n'est guère sensible le jour; la brise de montagne au contraire parait accentuée par le refroidissement dû aux surfaces englacées qu'elle balaie : c'est le "vent des glaciers", peut-être plus sensible au coucher du soleil, mais il n'est pas rare de sentir ce grand souffle froid qui s'écoule avec force, même dans la journée. Il contribue à refroidir les grands appareils et à assurer leur autocatalyse."Un grand glacier modifie localement les conditions climatiques dans un sens qui lui permet plus aisément de subsister" (L.LLIBOUTRY 1965). Les petits glaciers luttent moins efficacement contre la chaleur.

Le vent a une forte influence sur l'humidité relative.

L'humidité relative est le rapport de la tension de vapeur réelle à la tension de vapeur saturante à la même température. D'une manière générale elle croit à partir du sol pour atteindre 100 % au niveau des couches nuageuses. Au dessus de 6 à 7 km elle décroit (G.REMENIERAS 1959). Les valeurs observées à trois stations suisses pour la décennie 1954-64 sont les suivantes :

Grand Saint Bernard (2479 m.):

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Année
75	78	80	82	81	79	74	74	77	76	78	73	78 %

Plateau Rosa (3488 m.)

64	68	66	73	74	77	72	71	68	62	66	62	69 %

Jungfraujoch (3579 m.)

70	74	74	78	78	79	78	75	71	64	72	71	75 %

Au Grand St Bernard la moyenne annuelle est de 78 % avec un minimum de 74 % en 1961 et un maximum de 82 % en 1956.

A Plateau Rosa, la moyenne annuelle est de 69 % avec un minimum de 63 % en 1964 et un maximum de 78 % en 1960.

A Jungfraujoch, la moyenne est de 75 % avec un minimum de 67 % en 1962 et un maximum de 78 % en 1960.

Les valeurs mensuelles extrêmes ont été 53 % en janvier 1964 et 91 % en avril 1963 à la première station. A Plateau Rosa, on a relevé 40 % en janvier 1964 et 84 % en juin 1957. Au Jungfraujoch, on a eu 43 % en octobre 1963 et 89 % en juin 1957. Les maxima ont lieu au printemps et en début d'été et les minima en juillet-août et décembre.

Les valeurs sont donc toujours élevées en altitude et les variations assez faibles. Il semble y avoir une corrélation inverse entre l'humidité relative et le vent : les mois de grand vent sont plus secs, mais cela n'est pas vrai partout et les conditions locales doivent l'emporter sans grandes lois apparentes. L'humidité de l'air est toujours plus forte au dessus du glacier qu'au dessus des rochers (CAPPELLO 1959).

III. EVAPORATION ET CONDENSATION

On appelle évaporation l'ensemble des phénomènes qui transforment en vapeur l'eau apportée par les précipitations et la renvoient dans l'atmosphère. L'évaporation est égale au déficit d'écoulement d'un bassin pendant une période donnée, si les volumes d'eau retenus dans le bassin n'ont pas varié pendant cette période. Dans une région donnée l'évaporation est assez constante : sa moyenne annuelle pour l'Europe Occidentale est comprise entre 400 et 600 mm.

Les végétaux évaporent une grande quantité d'eau par transpiration, c'est l'évaporation biologique. Dans les bassins de montagne, la végétation s'arrête assez vite en altitude. Dans l'arc alpin, la limite de la forêt se trouve vers 2000 m. dans les parties externes et 2200 m. dans les Pennines. Au dessus s'étend la zone alpine, où les buissons eux-mêmes laissent vite la

place aux plantes herbacées. Or au dessous de 2000 m. ne s'étend qu'une partie très faible de la surface des bassins glaciaires, 8 % au Tour, 6 % a Argentière, 9 % à la Mer de Glace, 6 % à Aletsch. On peut donc considérer cette évaporation biologique pour presque négligeable dans cette étude.

Il reste l'évaporation physique qui se fait dans ces bassins englacés dans des conditions particulières :

1°/ Une grande partie des bassins glaciaires est recouverte de neige ou de glace ; nous avons précédemment que l'enneigement annuel moyen est de 200 jours vers 2000 m, de 280 jours vers 2500m. et qu'il est continu à partir de 3000 m. L'évaporation se produit donc surtout sur des surfaces humides et continuellement saturées, ce qui permet d'alimenter l'évaporation.

2°/ Nous avons vu que le vent est très violent en haute montagne et croit avec l'altitude. Il favorise l'évaporation.

3°/ Par contre, la forte nébulosité, la forte humidité relative et les brouillards fréquents contribuent à affaiblir l'évaporation.

4°/ Surtout la température est basse ; rappelons que l'isotherme 0° annuel se trouve vers 2200 m. Même si l'évaporation n'est pas totalement supprimée par basses températures quand l'air est suffisamment sec, il n'en reste pas moins que l'air est saturé pour une quantité d'eau d'autant plus faible qu'il est plus froid. Le pouvoir évaporant de l'air reste faible, et malgré quelques facteurs positifs, il faut s'attendre à trouver des valeurs faibles pour ce phénomène en montagne.

A/ Valeurs annuelles de l'évaporation :

Nous avons employé la formule de L.TURC (1953), qui associe précipitations et températures pour calculer le déficit annuel; cette formule est basée sur des observations faites dans 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe, et en particulier en haute montagne. La formule est la suivante :

$$\text{Déficit} = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

P = Précipitations en mm.
T = en 0°
L = $(300 + 25\ T + 0.05\ T^3)$

A l'aide de cette formule nous avons calculé pour la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964 et pour le bassin de la Haute Arve les déficits à différentes altitudes , dans le tableau suivant.

	Altitudes en m.	Précipitations en mm.	Température en °	Déficit en mm.
Le Tour	1460	1487	5°2	450
	2000	1800	1°5	332
	2500	2100	-1°	272
	3000	2400	-3°5	190
	3500	2700	-6°	139
	4000	3000	-8°5	57

Pour chaque bassin glaciaire de la Haute Arve en particulier, en prenant les conditions climatiques correspondant à son altitude moyenne, on obtient les déficits moyens suivants :

Bassin versant	Alt.moyenne: en m.	Précipitations: en mm.	Température: en °	Déficit en mm.
Mer de Glace (54-64)	2780	2279	-2°4	233
Argentière (54-64)	2880	2334	-3°	220
Bossons (54-64)	3007	2400	-3°8	200
Bionnassay(59-66)	2265	2057	-0°5	300
Tour (60-66)	2794	2334	-2°6	228
Arve Joux (56-64)	2500	2088	-0°7	276

Ces valeurs sont assez voisines de celles qui ont été calculées par d'autres chercheurs :

M.PARDE adopte une valeur moyenne,en haute montagne, pour le déficit d'écoulement égale à 200 mm. (1942).

Pour le bassin d'Aletsch, les hydrologues suisses ont adopté 210 mm. pour une altitude de 2900 m. O.LUTSCHG (1931) avait calculé pour la période 1919-1928 un déficit de 246 mm à Salanfe (2330 m.), de 220 mm. à Grimsel (2600 m.) et 212 mm. pour la SaaserVisp (2850 m.)

Enfin H.L.PENMAN (Dept of Physics of Rothamstead) dans une lettre personnelle à l'auteur fait le calcul suivant : " La radiation annuelle émise à courte longueur d'onde peut donner l'équivalent de 1200 mm. d'évaporation. L'albedo de la neige étant de 50 % ce chiffre est ramené à 600 mm. dont 500 mm. repartent en émission secondaire de grande longueur d'onde. Il ne resterait que 100 mm. par an : évaluation très libre qui peut être facilement multipliée par 2 ou 3."

On voit que toutes ces estimations ne s'écartent guère et l'on peut adopter pour les calculs ultérieurs les valeurs moyennes annuelles citées plus haut.

B/ Valeurs mensuelles de l'évaporation.

L'étude des débits mensuels des rivières exige une connaissance plus précise de l'évaporation, et en particulier ses variations selon les saisons.

Pour établir les déficits mensuels de l'écoulement, nous avons eu recours à l'abaque de W.WUNDT qui établit une relation entre la température mensuelle et la lame d'eau évaporée : les bassins glaciaires sont suffisamment arrosés pour que l'évaporation soit plus indépendante des précipitations et varie surtout avec la température (W.WUNDT 1953 et A.GUILCHER 1965).

L'abaque de WUNDT donne les valeurs approchées suivantes :

10° = 43 mm par mois
0° = 24 mm
-5° = 15 mm
-10° = 5 mm

Ces chiffres vont nous permettre de calculer le déficit mensuel pour les bassins glaciaires de la Haute Arve.

Mais ici une observation est nécessaire : pour calculer le bilan du glacier et la valeur des quantités d'eau mise en réserve sur tout le glacier, il est nécessaire de considérer le bassin tout entier, et c'est ce calcul que nous avons fait à la page précédente. Mais pour tout ce qui concerne le débit de l'émissaire pendant une courte période, seule importe la zone située au-dessous de l'isotherme 0°, c'est-à-dire la partie du bassin où l'écoulement se fait à l'état liquide. C'est le volume d'eau soustrait par l'évaporation dans cette zone seule qui importe pour calculer le débit mensuel du cours d'eau, le reste étant mis en réserve pour un écoulement différé.

On calculera donc pour chacun des mois considérés, la surface du bassin en état d'écoulement liquide et l'altitude moyenne de cette surface. La température à cette altitude moyenne donnera au moyen de l'abaque le déficit cherché :

Arveyron de la Mer de Glace (oct.1954-sept.1964)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Surface:km2	-	-	2.4	6.9	30.2	60.4	74.8	74	69	28.2	4.2	0.5
Altitude m.	-	-	1250	1580	2100	2500	2700	2700	2575	2000	1400	1100
Température	-	-	1°5	2°4	3°	4°	5°6	5°5	4°3	3°	1°6	0°1
Déficit	20	20	28	29	30	32	35	35	33	30	27	25

Arveyron d'Argentière (même période)

Surface	-	-	0.4	1.7	6.9	25	29.7	29	27.8	5.8	0.8	-
Altitude	-	-		1710	2170	2730	2840	2830	2780	2100	1600	-
Température	-	-	-	1°7	2°	2°8	4°9	4°6	3°5	2°5	1°	
Déficit	26	20	20	27	28	29	34	33	31	28	25	23

Toutes ces valeurs de l'évaporation seront nécessaires pour établir la composition des débits des émissaires ultérieurement.

L'évaporation n'est pas le seul échange d'eau qui se fasse entre l'air et la couverture neigeuse; en sens inverse il se produit une certaine condensation.

La condensation se forme lorsque la température de saturation des masses d'air est plus haute que la température de la neige ou de la glace qu'elles rencontrent. Sous forme de rosée, elle exige un temps calme. Il semble qu'elle devrait être plus active au fond des vallées ; sur les glaciers elle pourrait plutôt se produire l'été et aux heures chaudes de la journée.

Très rares sont les observations faites sur la condensation et on accole volontiers à ce mot l'épithète d'occulte ; de nombreux glaciologues l'inscrivent pour mémoire et n'en tiennent pas compte dans leurs calculs. R.SHARP de Pasadena (1954) étudiant l'écoulement d'un petit banc de neige à 3718 m. d'altitude dans la Sierra Nevada, observa que 99 % de l'eau de fonte passa dans l'émissaire, ce qui laisserait 1 % à l'évaporation; ce chiffre lui parut si faible qu'il en conclut qu'il a dû se produire une certaine condensation. Cette part arrive-t-elle à compenser ou même à annuler les pertes par évaporation ? A.COUTAGNE le pensait. Il est difficile de le prouver : on ne peut que dire que , par suite du refroidissement de l'air avec l'altitude, la condensation doit diminuer aussi et ne peut être qu'un phénomène de peu d'envergure.

En conclusion, on peut dire que l'évaporation en haute montagne n'a pas un rôle puissant, peut-être même est-elle compensée par la condensation. Elle n'a qu'un effet marginal sur tous les échanges entre glace, neige et air dans nos latitudes et nos altitudes. Nous devons nous attendre à trouver dans l'étude des rivières glaciaires de forts coefficients d'écoulement.

IV.ETUDE CLIMATIQUE DE LA PERIODE 1954-1970

En résumé de ce qui a été dit dans les chapitres précédents, l'arc alpin est soumis à des conditions climatiques assez favorables.

Suffisamment éloigné des mers pour éviter les déluges des façades méditerranéennes ou l'humidité excessive des chaines côtières scandinaves, il reçoit encore un enneigement très abondant, générateur de glaciers. La tiédeur océanique l'atteint encore, et les influences continentales et méditerranéennes qu'il subit, ont perdu de leur intensité. Mais il partage l'instabilité du régime d'ouest et ses changements de temps fréquents. Les années se succèdent , variées dans le temps et l'espace. Pour discerner les relations entre climat et hydrologie, il est bon de mettre en lumière les caractéristiques de ces dernières années.

Les valeurs moyennes de la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964 sont exprimées par les figures n° 32 et 33 et par le climogramme n° 34.

On voit que les précipitations sont très également réparties, au Grand St Bernard encore davantage qu'au Tour. On voit aussi que les températures groupent les différents mois deux par deux, soit juillet et août, juin et septembre, mai et octobre, avril et novembre. Enfin aucun mois n'est sec, selon la définition de H.GAUSSEN.

Les caractéristiques des différentes années hydrologiques peuvent être dégagées en les comparant soit à l'année moyenne, soit à l'année médiane.

Sur les 12 années 1954-1966, le Tour a comme valeurs médianes 1550 mm de précipitations et une température de 5°. La valeur moyenne 1954-64 est 1488 mm et 5°2. Pour le Grand St Bernard, on a les valeurs médianes 2110 mm et -1°, (moyennes 1979 mm et -1°2). L'année 1961/62 serait la plus proche de la médiane et de la moyenne au Tour alors que ce serait 1954/55 au Grand Saint Bernard.

Mais les données annuelles n'ont pas de signification assez précise pour ce travail. Les températures d'hiver ont peu d'influence sur la fusion, alors qu'il importe que les hivers soient arrosés ou non. La saison chaude aura un effet différent selon qu'elle est séche ou arrosée, chaude ou fraiche. On peut déjà voir que l'hiver le plus arrosé est l'hiver 1965/66 au Tour et à Grand St Bernard; l'hiver le plus sec est celui de 1955/56 au Tour et celui de 1956/57 à Grand Saint Bernard.

L'été chaud et arrosé est bien représenté par l'année 1958.

L'été chaud et sec s'est produit en 1959 et 1964

L'été froid et humide est celui de 1960, 1965 et 1968

L'été sec et froid se trouve en 1966.

\+
\+ +

Climat des différentes années

L'année 1954/55.

Un été froid suit un hiver humide : jusqu'en septembre la température reste au-dessous de la moyenne. Les précipitations d'hiver ont été très fortes. Pour les 6 mois d'hiver, 1080 mm au Tour et 1243 mm à Gd St Bernard alors que les moyennes sont respectivement 783 mm. et 1062 mm. Les précipitations estivales sont soutenues: c'est l'année la plus arrosée de la période. La nébulosité est moyenne, la couverture neigeuse augmente régulièrement au cours de l'hiver à

TEMPÉRATURE ET PRÉCIPITATIONS MOYENNES 1954-1964

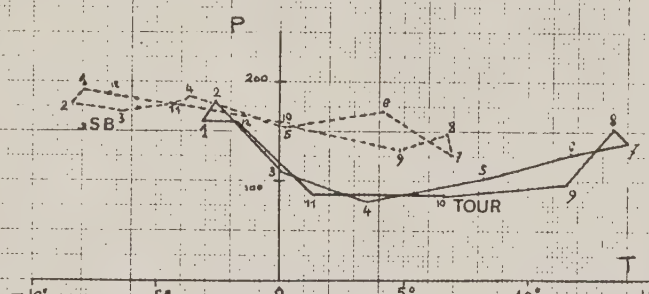


FIG. 34

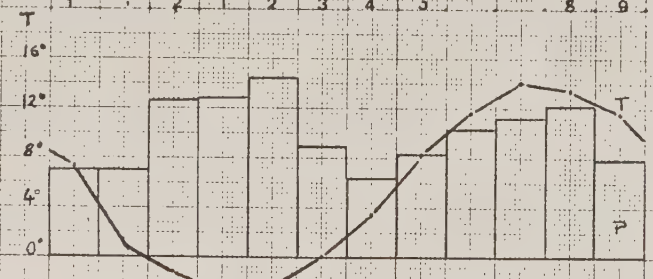


FIG 32

LE TOUR

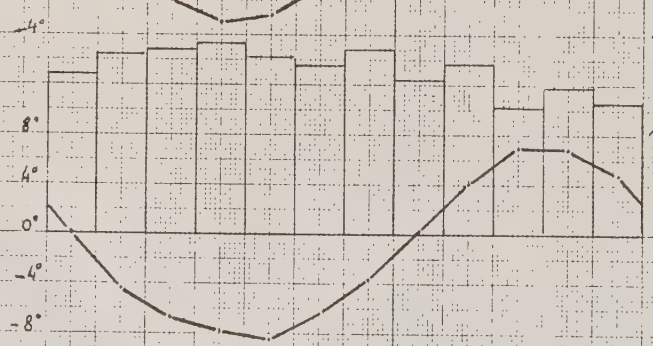


FIG. 33

G.D S.T BERNARD

Bellevue. La limite des névés se trouve en Suisse vers 2800 m. en fin d'été.

L'année 1955/56.

L'hiver tient le record du froid sec avec grand vent. Février a les températures les plus basses : -10°4 au Tour, et -16°1 à Gd St Bernard (moyennes -2°6 et -8°4). Le gel fait des ravages dans toute l'Europe. Le semestre d'hiver est très sec, le plus sec de la période, 393 mm. L'été est froid. Seul le mois d'août reçoit de fortes pluies avec une nébulosité accentuée. L'enneigement reste très réduit tout l'hiver avec une valeur en eau en mars de 366 mm. mais il progresse tout l'été en altitude.

L'année 1956/57.

L'hiver est encore sec, malgré de fortes chutes de neige en février . Il est le plus sec de la période à Grand St Bernard. L'été a des pluies légèrement excédentaires. La température, supérieure à la moyenne de janvier à avril est basse depuis mai et durant tout l'été. L'enneigement moyen n'atteint pas 400 mm. de valeur en eau à Bellevue.

L'année 1957/58.

Après un automne exceptionnellement chaud et sec jusqu'en fin décembre, la fin d'hiver est très arrosée; le printemps est froid avec une forte nébulosité et de grands vents, le manteau neigeux est extrêmement épais et atteint en avril 1060 mm. de valeur en eau à Bellevue. Les précipitations des 4 mois d'été sont voisines de la moyenne, mais l'été est chaud, surtout en septembre. La somme des températures positives à Säntis est de 816°, supérieure à la moyenne, qui est de 679°.

L'année 1958/59.

C'est une belle année chaude et sèche, avec les vents les moins forts de toute la décennie. La température est supérieure à la moyenne dés février jusqu'à septembre, avec un fléchissement en août; l'ensoleillement est fort. La somme des températures positives à Säntis est de 794°. Mais l'écart des températures de l'été à la moyenne est moins fort en altitude : pour les 4 mois d'été l'écart est de +0°8 au Tour, +0°5 à Grand St Bernard et +0°4 à Plateau Rosa. Les précipitations sont faibles toute l'année avec une sécheresse exceptionnelle du 20 janvier au 10 mars. Le manteau neigeux ne dépasse pas 610 mm.

L'année 1959/60.

C'est une année arrosée, grâce aux très fortes chutes de neige en décembre et aux pluies d'été. L'été est froid, surtout en juillet et septembre et en altitude. La nébulosité atteint ses chiffres les plus forts de la période,

l'ensoleillement est très faible tout l'été. Le manteau neigeux, précoce, atteint 920 mm de valeur en eau à Bellevue en mars , et encore 565 mm. au début de mai.

L'année 1960/61.

Celle-ci eût été une année sans grand caractère, si septembre n'avait été exceptionnellement chaud, le mois le plus chaud de l'été, avec une moyenne de 15°6 au Tour (moyenne 11°6), un ensoleillement fort et des vents faibles. Précipitations et manteau neigeux restent dans les valeurs moyennes. La somme des températures positives est de 682 ° à Säntis et de 107° à Jungfraujoch.

L'année 1961/62.

Un semestre d'hiver très arrosé,(1080 mm. au Tour) précède un été sec, le moins arrosé de la période (482 mm. de avril à septembre). Toute l'année est froide sauf un mois d'août extrêmement chaud, 16° au Tour, soit 2°6 d'écart à la moyenne, mais 2°9 d'écart à Grand St Bernard et 3° d'écart à Plateau Rosa. A Jungfraujoch, on enregistre 100 heures d'ensoleillement de plus que la moyenne. L'isotherme 0° a dû atteindre plusieurs fois l'altitude 5000 m. ce qui est rare. La somme des températures positives est de 103° à Jungfraujoch, mais seulement de 610° à Säntis.

L'année 1962/63.

C'est une année assez remarquable par l'irrégularité de ses précipitations : décembre, mars et juin sont très arrosés, le reste est sec. L'hiver est très froid et très long : seul juillet est chaud et calme, plus encore en altitude. La couverture neigeuse est forte (1030 mm. à la Flégère à 1810 m. en début d'avril). La caractéristique de l'été semble être la violence et la fréquence des pluies d'orages, se répartissant très inégalement dans les différentes stations. La somme des températures positives est inférieure à la moyenne 647° à Säntis et 65° à Jungfraujoch.

L'année 1963/64.

Voici l'année remarquable de la période dans le massif du Mont Blanc, où un hiver très sec (467 mm.pendant le semestre au Tour) a été suivi d'un été chaud, ce qui réunit les conditions optimales pour la fusion glaciaire. Au Gd St Bernard, l'hiver est seulement légèrement déficitaire, alors que dans la Haute Arve, l'enneigement ne dépasse pas 25 mm de valeur en eau en janvier et février et ne monte qu'à 100 mm. en mars. La température est supérieure à la moyenne dés avril, avec des écarts suivants pour avril, mai, juin et juillet:

1°4, 2°6, 1°8 et 1°8 au Tour. 1°1,2°4, 1°6 et 1°6 à Grand St Bernard, et 1°3, 2°2, 1°9 et 1°3 à Plateau Rosa. La fusion glaciaire est intense. Mais dès le 8 août, le mauvais temps survient, avec des pluies fréquentes et un temps plus frais. L'été 1964 ne sera pas pour le recul des glaciers de la même efficacité que 1945 ou 1949, la fusion ayant été freinée trop tôt. La somme des températures positives est assez forte à Säntis, 760 °, et 98° à Jungfraujoch.

L'année 1964/65.

C'est une année froide à hiver sec et été pluvieux. La somme des températures positives est très faible, 489 ° à Säntis et 48° à Jungfraujoch. L'enneigement est faible, tardif et long. Les précipitations sont abondantes l'été (surabondantes à Grand St Bernard) avec une prédominance de flux océaniques.

L'année 1965/66.

Après un octobre sec et chaud, on retrouve une année exceptionnelle, avec le semestre d'hiver le plus arrosé qu'on ait connu au Tour (1212 mm.); les précipitations sont surabondantes en novembre, 298 mm. contre 87 mm. de moyenne, et décembre, 408 mm. contre 158mm. Les chiffres de Grand St Bernard sont équivalents. Le manteau neigeux se maintient vers 600 mm. de valeur en eau jusqu'en mai. L'été est sec et peu ensoleillé. Seuls septembre et octobre sont assez chauds (exceptionnellements chauds à Gd St Bernard). La somme des températures positives est de 614 ° à Säntis et de 60° à Jungfraujoch.

L'année 1966/67.

L'hiver est assez riche en précipitations, avec une réserve normale de neige. L'été est sec, chaud et court avec de violents orages. Juin et septembre sont froids. L'ensoleillement est supérieur à la moyenne : 2274 h. à Lyon(moyenne : 2006 h.) et 1878 h. à Jungfraujoch (moyenne 1729 h.). La somme des températures positives est proche de la moyenne : 684° à Säntis et 95° à Jungfraujoch.

L'année 1967/68.

Après un octobre chaud et sec, l'hiver est assez peu arrosé, sauf janvier qui subit de très fortes chutes de neige avec des avalanches dans toutes les Alpes. L'enneigement est normal en avril; mais l'été est exceptionnellement arrosé en Haute Arve en août et septembre, où les précipitations atteignent 250 mm. Ce sont des précipitations susceptibles de se renouveler de 1 à 5 fois par siècle et qui ont provoqué la crue exceptionnelle de l'Arve et de ses

affluents les 21 et 22 septembre. De plus la température est basse, et l'insolation très faible ; la somme des températures positives à Säntis n'atteint que 505 °, et 52° à Jungfraujoch.

L'année 1968/69.

C'est une année plutôt fraiche et sèche. Après un octobre très chaud et ensoleillé, l'enneigement hivernal est très légèrement déficitaire; seule la deuxième moitié de juillet est ensoleillée entre un juin froid et pluvieux et des mois d'août et septembre froids. La somme des températures positives est de 694° à Säntis et 94° à Jungfraujoch.

L'année 1969/70.

Cette année partage avec l'année 1965/66 le record de l'hiver long et hyperneigeux, surtout de février à avril. L'été est très arrosé dans le Valais, asse arrosé en Haute Arve; seul septembre est sec et chaud partout, ainsi qu' un court épisode en début d'août. La température est inférieure à la normale. En France le stock neigeux au 1er mai est presque le double du stock normal. L'ensoleillement est légèrement déficitaire dans les Alpes Bernoises, légèrement excédentaire dans les Pennines.

C H A P I T R E VII

NEIGE ET GLACE

FUSION ET ECOULEMENT

Après avoir brièvement observé la neige comme phénomène météorologique, il importe maintenant de considérer ce qu'il advient de ces quantités de neige tombée, et par quel mécanisme cette eau retenue à l'état solide sur les hauteurs rejoint le lit de la rivière.

Ce processus est complexe : d'une part la neige tombée l'hiver en moyenne montagne fond aux premières chaleurs et s'écoule; d'autre part en haute altitude, ou bien elle s'écroule en avalanches vers des régions plus basses, ou bien elle se transforme en glace, et cette glace commence une lente descente vers la vallée où elle sera soumise à l'ablation.

A. FUSION DE LA NEIGE

Après la chute de la neige, et bien souvent avant même que cette chute ne soit terminée, la couche ainsi constituée diminue rapidement d'épaisseur par la disparition de l'air contenu entre les flocons et entre les cristaux. Si la température est basse, les cristaux de neige gardent longtemps leur forme, la neige reste poudreuse et légère. Par contre, si la température est plus forte et reste longtemps voisine

de 0°, les cristaux perdent leurs branches, la neige se tasse rapidement. Dans les Alpes, la neige perd par tassement journalier, environ 13 % de son épaisseur primitive (SHUMSKYI 1955). La densité de la neige, très faible au moment de la chute, (entre 0,04 et 0,17) augmente, la neige devient lourde, sa densité atteint 0,5 et 0,6. c'est alors en général que survient la fusion.

I. Sources de chaleur.

On sait que chaque gramme de neige à 0° exige 80 calories pour fondre. Nous allons passer en revue les différentes sources de chaleur capables de fournir les calories nécessaires pour le réchauffement puis la fusion de la neige (GRARD 1968); elles sont multiples :

1°/ Le rayonnement direct du soleil est variable au cours de l'année et au cours de la journée. La part du rayonnement qui atteint le sol couvert de neige est, soit absorbée, soit réfléchie ; elle est d'autant plus réfléchie que la neige est plus fraiche. Son "albedo" ou pourcentage de la radiation réfléchie, diminue lentement avec le temps. Au Col de Porte, pendant l'hiver 1965/66,l'albedo a diminué depuis 79 % en novembre, 63 % en décembre, 60 % en février et 51 % en avril. Au glacier d'Hintereis (Autriche), sur une couche de neige tombée en avril 1952, l'albedo était de 80 % lors de la chute, de 74 % en mai, 62 % en juillet et 52 % en septembre (HOINKES et RUDOLPH 1963).

Le pouvoir réflecteur de la neige fraiche est donc très fort: la partie non réfléchie du rayonnement est absorbée par la neige et est donc disponible pour son réchauffement et sa fusion. Une lame d'eau de 50 mm/jour est un maximum possible en un point donné exposé perpendiculairement au rayonnement solaire et en fin juin, lorsque celui-ci est le plus intense, donc dans un cas assez rare.

2°/le rayonnement émis par l'atmosphère et les nuages est beaucoup moins important et ne peut fournir plus de quelques millimétres d'eau par jour d'eau de fusion.

3°/ les apports de chaleur par la condensation de la vapeur d'eau et ceux de la chaleur contenue dans l'air, sont multipliés par l' advection. Chaque gramme de vapeur d'eau peut restituer 596 calories en se condensant et faire fondre 7,5 grammes de neige. Mais par temps calme, le refroidissement de l'air au contact de la neige reste limité, les couches d'air ainsi formées étant stables. Un mouvement de l'air même faible apporte au contact de la neige un volume d'air très important et provoque un fort échange de calories. On a calculé que de l'air saturé à 10° apporté par un vent de 30 km/h permet une fusion nivale de 65 mm/jour. Or ces conditions peuvent être aisément remplies.

4°/ L'apport de chaleur par la pluie est toujours faible; 8 mm. de pluie à 10° ne peut fondre qu'un millimètre de neige à 0°; la pluie agit plus par ses effets de déchiquetage que par effet thermique.

5°/ Enfin on doit mentionner la chaleur apportée par le sol réchauffé l'été précédent : cette chaleur est nulle si le sol est gelé en profondeur avant la première neige, ou si la couche de neige dépasse 30 à 40 cm d'épaisseur.

Pour la fusion de la neige, comme d'ailleurs pour celle de la glace, il semble que les phénomènes d' advection soient les plus actifs. Pourtant les glaciologues autrichiens (HOINKES et WENDLER 1968) accordent la première

place au rayonnement; ils ont calculé que sur le glacier d'Hintereis pendant l'été 1958, le rayonnement avait provoqué l'ablation de 61 % de la glace fondue et 66 % de la neige fondue. Les glaciologues italiens (CAPPELLO 1959, MONTERIN 1931) ont observé au contraire sur le Miage et sur le glacier du Lys, que l'ablation n'est pas en rapport direct avec le rayonnement solaire et suivrait plutôt les fluctuations de la température de l'air. Au Laboratoire des Cosmiques A.POGGI a calculé que le rayonnement n'est responsable que de 8 % de la fusion.

Il est certain que le rayonnement solaire ajoute un effet appréciable à ceux de la température de l'air. Il suffit de voir la différence d'enneigement entre les versants sud et les versants nord en période de fusion pour en être persuadé. Un autre exemple en est donné par la "boussole des glaciers" : dans les parties subhorizontales d'un glacier, on voit souvent en fin d'été des trous arrondis dont le fond est garni d'un galet ou de quelques graviers; le galet, primitivement à la surface, ayant absorbé plus de calories que la glace qui l'entourait,l'a fait fondre et s'est peu à peu enfoncé. En regardant avec attention, on voit que la cavité n'est pas ronde, elle comporte une courbure plus prononcée d'un côté; la paroi plus courbe est le plus souvent orientée vers le midi, car exposée au soleil elle a fondu plus que l'autre. En fait d'autres causes peuvent intervenir (exposition au vent ou aux précipitations) et si le montagnard perdu dans le brouillard veut s'orienter grâce à ces boussoles, il devra en consulter plusieurs avant de corriger sa direction.

En conclusion, il semble que si l'on mesure la fusion en un point donné à la surface du glacier, le rayonnement solaire direct s'en révèle responsable dans une large mesure.

Mais si l'on considère le débit de l'émissaire, et c'est cela qui nous importe, d'autres causes s'y ajoutent. La circulation d'air dans les crevasses, la circulation d'eau de pluie ou de fusion en surface et à l'intérieur du glacier, sur les bords et au fond du lit rocheux, tout ceci se joint à la fusion de surface. Il semble alors que la température de l'air rende mieux compte de la fusion totale sur l'ensemble du glacier. Les observations faites l'été par Grande Dixence depuis ces dernières années concernent non seulement les températures et les débits mais aussi le rayonnement. La figure n°35 représente les données de l'été 1967 à la station de Stafel (2180 m.). On voit combien la température et le débit suivent une évolution semblable alors que la courbe du rayonnement, très haute en juin, s'écarte des deux autres courbes. Pour la fusion de la neige que nous considérons en ce début de chapitre, nous adopterons ce point de vue dans nos calculs ultérieurs.

II.Coefficient d'ablation de la neige.

A l'Institut du Weissfluhjoch de Davos (Suisse), T.ZINGG (1951) a mesuré la fusion nivale en fonction de la température de l'air et a trouvé une relation linéaire entre ces deux phénomènes selon la formule suivante :

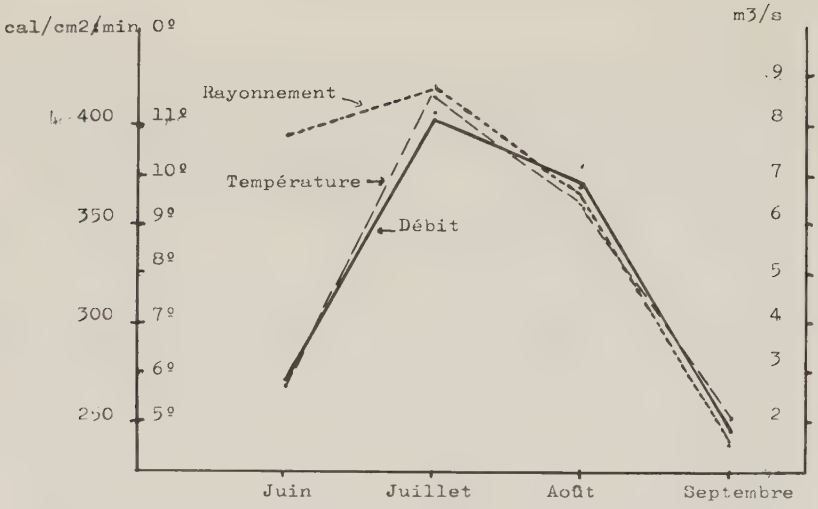


Fig.n° 35 .Relations entre le rayonnement, la température et le débit de l'émissaire. Stafel, été 1967.

Kn = 4,5 T

Kn étant la fusion nivale journalière en mm. d'eau, et T étant en degrés centigrades la somme des températures positives obtenues en planimétrant les surfaces décrites au dessus de 0° par la courbe du thermographe. Cette formule selon TH. ZINGG serait valable aussi bien pour les longues périodes que pour les plus courtes.

Les glaciologues suisses ont légèrement modifié cette formule et usent de la suivante : Kn = 5 T , alors que les glaciologues russes emploient Kn = 5.5 T (SHULTZ, cité dans SUSLOV 1973).

Est-il possible d'employer la formule précédente pour tenter de reconstituer les débits des rivières glaciaires ? Nous n'avons pas à notre disposition de thermographe à chaque étage d'altitude de ces bassins; seules se trouvent à notre disposition les températures moyennes journalières aux stations du Tour (1460 m.) du Grand St Bernard (2479 m.) et de Plateau Rosa (3488 m.). Or au Col de Porte, A.POGGI ayant mesuré la fusion d'une couche de neige, de 660 mm. d'eau, le calcul au moyen de la température de l'air lui a donné un résultat de 600 mm. Il semble donc que la correction faite par les glaciologues suisses de 10 % permette de retrouver le chiffre exact de ces mesures. Nous nous servirons donc pour nos calculs des chiffres de la température de l'air à notre disposition.

III. Ecoulement de l'eau de fusion nivale.

Comment s'écoule l'eau de fusion d'une couche de neige ?

Si la couche est épaisse, la partie supérieure seule commence à fondre au contact de l'air et à l'exposition du soleil. L'eau de fusion percole dans les couches inférieures : la neige est très poreuse et peut absorber une certaine quantité d'eau de fusion ou de pluie. Quand la couche s'est amincie, la fusion s'accélère, une partie de l'énergie calorifique réchauffant le sol et provoquant la fusion par la base. Mais si l'eau de fusion rencontre des couches de neige plus froides, elle peut regeler en formant une couche dure de glace compacte. Ces couches de glace de regel sont assez fréquentes à l'intérieur des névés. Mais parfois aussi on observe que l'eau s'écoule par de petits canaux à l'intérieur de la masse neigeuse qui reste à une température négative.

Enfin on note aussi qu'une perte de substance possible de la neige en très haute altitude se produit par sublimation , c'est-à-dire pasage direct de la neige solide à la vapeur d'eau, lorsque le point de rosée de l'air est

inférieur à la température de surface de la neige; ce phénomène exige une forte quantité de chaleur et doit être assez rare sous nos latitudes. (LLIBOUTRY, 1954).

Il y a donc dans le processus de la fusion et de l'écoulement nival un certain nombre de causes de ralentissement ou d'accélération. L'étagement en altitude des bassins de montagne a pour effet d'autre part de prolonger la période de l'écoulement nival.

IV. Epoque de l'écoulement de l'eau de fusion nivale.

Prenons l'exemple du bassin de la Haute Arve pendant la décennie 1er oct.1954-30 sept.1964, pour suivre la fusion nivale pendant l'été d'une année moyenne. (fig.28 à 32).

Dès avril, la fusion de la neige prend une certaine importance. L'isotherme 0° se trouve entre 1900 et 2000 m. Le manteau neigeux disparait vers le 15 avril à l'altitude 1100 et à la fin du mois à 1500 m. On peut donc dire que la fusion nivale attaque les surfaces situées au dessous de 1200 m. pendant les 15 premiers jours seulement et les laisse complètement déneigées. Les surfaces entre 1200 et 1400 m. d'altitude exigent 20 jours pour être débarrassées de neige et il faut tout le mois pour déblayer la zone comprise entre 1600 et 1950 m. Plus haut il y a fusion le jour, mais regel la nuit et les quantités sont assez faibles pour être négligées.

En mai, la couverture neigeuse disparait au début du mois à 1700 m. vers le 15 à 1900 m., vers le 25 à 2000 m. Les surfaces de 1800 à 2000 m. ne fourniront à la fusion leurs masses de neige que pendant les 15 premiers jours. De 2000 à 2500 m. la neige fondra tout le mois.

Pendant tout le mois de juin, où la limite inférieure du manteau neigeux remonte de 2100 à 2400 m. et l'isotherme 0° est en moyenne à 3280 m., les couches de 2100 à 2400 m. fournissent leur contingent à la fusion pendant une partie du mois , et les masses de neige au-dessus de 2400 m. fondent tout le mois. C'est alors que la fusion commence à attaquer les surfaces les plus étendues.

En juillet, l'isotherme 0° atteint en moyenne 3680 m. La limite aval du manteau neigeux est à 2500 m. au début du mois et à 2800 m. à la fin. De 2500 m. à 3680 m. d'énormes surfaces sont soumises à la fusion : c'est le grand mois de la fusion nivale dans le bassin de la Haute Arve, comme dans tout bassin de haute montagne.

Dès août, la fusion diminue, l'isotherme 0° est un peu plus basse,la neige a disparu au dessous de 2800 m. et disparait peu à peu jusqu'à 3000 m. La tranche affectée par la fusion nivale s'amincit.

En septembre, il ne fond plus de neige qu'entre 3000 et 3460 m. A cette altitude, la température est trop basse pour que la fusion soit appréciable.

En octobre, la redescente de l'isotherme 0° vers 2500 m. ne laisse à la fusion que des surfaces tout à fait déneigées.

Avec l'arrivée de la saison froide, l'altitude à laquelle les précipitations se font sous forme solide baisse assez rapidement, 2500 m. en octobre, 1700 m. en novembre.Cette neige tient mal aux rayons du soleil de l'automne et fond rapidement sur le sol encore tiède. La neige fraiche prend la relève de celle de l'année précédente. Comment préciser ce qui est fourni par la fusion nivale en novembre ? Nous avons déjà dit que les températures moyennes, lorsqu' elles sont voisines de 0°, ne permettent pas une approche fidéle de la fusion. Mais on peut dire que pendant un mois de novembre moyen, la neige est soumise

à la fusion pendant 20 à 25 jours à la température moyenne de 5° au Tour et jusqu'à une altitude de 2200 m. Plus tard la couverture neigeuse déjà installée retient une partie de l'eau de fusion qui ne parvient pas jusqu'au torrent.

Le volume d'eau fourni par la fusion de la neige est donc le plus fort en juin, si le bassin a ses plus grandes surfaces comprises entre 2000 m. et 2500 m. Il est le plus fort en juillet si celles-ci s'étendent entre 2500 et 3000 m. comme c'est le cas général pour les rivières glaciaires. La haute altitude modifie donc le régime nival. En montagne moyenne ses plus hautes eaux ont lieu en mai ou juin; en très haute montagne, juillet l'emporte nettement sur juin pour la seule fusion de la neige.

B. LES AVALANCHES.

La neige qui tombe en haute montagne ne donne pas un manteau régulier comme en plaine. Le vent fort des hautes altitudes joue avec les flocons, les emporte en rafales et les amasse en congères au moindre obstacle ; souvent même il arrache la neige déjà tombée : on voit par beau temps les cimes "fumer".

La neige ne reste pas non plus immobile : si elle tombe sur une surface peu rugueuse, légèrement inclinée, elle se déplace lentement par reptation, plus vite en surface qu'en profondeur : c'est un mouvement de faible importance.

Il n'en est pas de même si la neige tombe sur de fortes pentes, où la force de frottement est inférieure à l'attraction de la pesanteur : la neige ne peut s'y fixer et elle s'écroule sous forme d'avalanches. Le phénomène est bien étudié car, à mesure que le tourisme provoque un peuplement intensif et souvent anarchique de la montagne l'hiver, les catastrophes dues aux avalanches se font plus meurtrières.

Les avalanches sont de forme, d'importance et de fréquence diverses.

En été en haute altitude, il n'est pas d'heure où l'on n'entende le grondement de petites chutes détachées de parois raides par la fusion au soleil. Mais l'hiver après des chutes de neige abondantes, la surcharge suffit à déclencher des avalanches volumineuses, rapides et dangereuses par le déplacement d'air qu'elles provoquent. L'onde de choc précédant une avalanche a pu soulever un pont de 270 tonnes et de 35 m. de long, en béton, dans le val d'Hérens en février 1970 (A.BEZINGE 1970). Si la température est douce, la neige est lourde et humide et roule des bourrelets de plus en plus gros, faisant boules de neige et constituant des masses énormes. Une couche de neige tôlée et regelée en gros cristaux forme un plan de glissement très efficace

pour une nouvelle couche de neige légère tombée à sa surface. Des herbages lisses, des rocs à nu, sont aussi favorables au déclenchement des avalanches. L'épaisseur de la chute de neige antérieure augmente l'attraction de la pesanteur : les hivers hyperneigeux sont ceux où les avalanches sont le plus puissantes.

Le Service du Génie Rural et des Eaux et Forêts à Grenoble a publié des observations sur les avalanches des trois hivers 1964/65, 1965/66 et 1966/67 consignées dans les carnets d'avalanches de leur service. 865 avalanches ont été dénombrées dans les Alpes françaises pendant l'hiver 1965/66 le plus abondant en chutes de neige, 800 dans l'hiver 1969/70 également nourri, et seulement 290 dans l'hiver sec 1966/67. (de CRECY 1968).

Les avalanches se produisent d'une façon brutale et lors de journées bien caractérisées. En janvier 1966 on a noté 199 avalanches pendant 20 jours, soit une moyenne de 10 avalanches par jour avalancheux. Les 29-30 et 31 janvier 1965 ont vu se déclencher 101 avalanches; le record absolu est le 21 février 1967 avec 112 avalanches. Les mois les plus propices sont dans l'ordre janvier, février, décembre, puis mars et avril. On peut se demander si les avalanches ne sont pas plus fortes actuellement où l'on note une plus grande proportion de précipitations hivernales (J.LOUP 1967).

Les avalanches partent d'une altitude croissante à mesure que l'hiver avance; de 16 à 1700 m. d'altitude en novembre et décembre , de 1800 à 1900 m. en moyenne en février, de près de 2000 m. en mai.

La pente minimale pour le déclenchement d'une avalanche est de 50 ° si la couche a moins de 5 cm d'épaisseur, de 30° si elle a 30 cm, et 22° si l'épaisseur de neige dépasse 40 à 50 cm. Or une très forte chute de neige donne facilement 40 à 50 cm, il semble donc que 22° de pente soit un seuil assez habituel pour la formation des avalanches.

Enfin les versants les plus avalancheux dans les Alpes du Nord sont curieusement exposés à l'est (23,5 %) puis au nord-ouest (15 %). Il semble que le vent en soit responsable, les versants est étant les versants"sous le vent". D'ailleurs les fortes avalanches se produisent toujours par vent violent, (février 1970 en Tarentaise). Les heures de déclenchement sont le plus souvent les heures chaudes: 55 % ont lieu entre 10 et 16 heures.

Enfin les avalanches coincident de façon significative avec des épisodes de "marais barométriques". OBLED 1971.

Dans les bassins glaciaires, les avalanches sont très fréquentes là où la pente est forte et particulièrement sur les parois qui dominent le glacier lui-même. Un glacier très enfoncé entre des parois raides, comme l'est le glacier Noir (Pelvoux) est presqu'exclusivement nourri par les avalanches qui descendent des crêtes qui l'entourent. Leur effet est donc de déplacer très rapidement vers des altitudes plus basses, des quantités notables de neige tombée plus haut. Elles introduisent un élément d'incertitude dans le calcul de bilans des glaciers et dans la détermination des réserves de neige accumulée à chaque tranche d'altitude. Mais il est difficile de préciser leur volume et on ne peut évaluer qu'arbitrairement la marge d'erreur dont elles sont responsables.

C. DE LA NEIGE A LA GLACE.

En haute altitude, si la neige n'est pas arrachée par le vent ou par une avalanche, et si elle échappe à la fusion, elle subit une série de transformations qui vont changer complètement sa nature.

Sous la pression des couches supérieures, les cristaux de neige se détériorent, la neige se tasse, sa densité s'accroit. Le tassement se fait d'autant plus rapidement que la température reste voisine de 0°. Il fait croitre la taille des cristaux qui atteint alors de 0.5 à 2 mm. Lorsque la densité atteint 0.5, c'est le névé (firn en anglais). Le névé est ce qui a survécu à l'ablation d'une saison d'été mais n'est pas encore devenu imperméable.

Le processus continue, les cristaux grossissent, l'eau de fusion s'infiltre à travers les vides et regèle éventuellement plus bas. Quand la densité atteint 0.82 et surtout 0.90, c'est la glace proprement dite, devenue imperméable. Ce processus, aidé par la succession du gel et du dégel, est rapide dans les montagnes alpines : il peut ne demander qu'un an au glacier de Sarennes ou de St Sorlin. Dans les régions polaires, le processus est beaucoup plus lent. Au Groenland les Expéditions Polaires Françaises ont dû pousser un forage jusqu'à 100 m. pour trouver la densité 0.90. La durée de la diagénèse de la neige y atteint 180 à 200 ans.

Selon son origine et surtout selon les températures à laquelle elle s'est formée, la glace présente des caractères différents. Si la neige, froide et sèche, est devenue névé par tassement avec un minimum d'eau de fonte, on a de la glace blanche, légère, remplie de bulles d'air. J.FISHER (1952) a observé que la bande de glace blanche, bulleuse, visible sur la langue du Gorner, vient

de la face nord du Silbersattel, zone la plus froide et la plus haute du massif du Mont Rose, exposée au nord et à 1000 m. au-dessus de la ligne des névés. La dureté de cette glace est également plus forte.

Les chamoniards qui creusent chaque année à l'intention des touristes des grottes de glace, ont remarqué que la glace des Bossons est beaucoup plus dure que celle de la Mer de Glace. Or cette glace vient du Mont Blanc lui-même, formée dans des conditinns polaires autour de 4500 m.

On trouve fréquemment à l'intérieur d'un névé des couches de glace compacte, transparente, venant de l'infiltration et du regel d'eau de fusion de surface : cette glace de regel ou de surimposition n'a pas de bulles et est bleue ou sombre : elle fond plus facilement.

En juin et juillet 1971, FAVRE, PETIT et VALLON ont effectué un carottage intégral de 187 m. de la zone d'accumulation de la Vallée Blanche, à 3500 m. d'altitude. (VALLON 1972). 30 m. de névés surmontent 160 m. de glace. En hiver 6 à 8 m. de neige poudreuse s'accumulent. Le froid diffuse peu vers les couches antérieures et au printemps la neige n'est très froide, -4° à -10°, que dans les 5 à 7 m. superficiels; au delà de 10 à 12 m. le névé reste toujours à 0°. Au printemps l'eau qui percole va regeler au contact du névé encore froid : vers 2 m. zone la plus froide, on voit apparaitre une couche ontenant des strates de glace, donc de densité plus forte que la neige encaissante. En été les précipitations (toujours sous forme solide) sont détruites par l'ablation. En automne, les chutes de neige qui fondent encore regèlent en profondeur et il y a à nouveau un certain nombre de strates de glace. Les différences de densité permettent donc de dater les couches. Le résultat est que l'accumulation neigeuse sur une période de 16 ans, 1955-1970, est en moyenne annuelles de 3.2 m. d'eau avec une approximation de + ou - 0.1 m.

On a donc dans les zones hautes un processus de recristallisation par gel des cristaux de glace, sans qu'il y ait eu de dégel. Dans les zones intermédiaires, on a une infiltration d'eau de fonte dans la masse de névés qui regèle ensuite; dans les zones basses, on a congélation. De plus le mouvement de la glace déforme les cristaux et on peut comparer la glace à une roche sédimentaire qui devient une roche métamorphique par suite du mouvement vers l'aval. (R.F.FLINT 1955)

D. LE GLACIER, CORPS ETRANGER ET CORPS INTERMEDIAIRE

Le glacier ainsi constitué offre l'un des plus étranges spectacles que la nature puisse présenter. Cette impression de bizarrerie s'exprime dans les narrations des premiers voyageurs :

"De là, nous avions une pleine vue sur la glacière ... écrit W.WYNDHAM en 1741 (ENGEL et VALLOT 1934)... Je vous avoue que je suis extrêmement embarrassé à vous en donner une idée juste, ne connaissant de tout ce que j'ai encore vu, rien qui y ait le moindre rapport. La description que

donnent les voyageurs des mers du Groenland me parait en approcher le mieux. Il faut s'imaginer un lac agité d'une grosse bise, et gelé tout d'un coup : encore je ne sais pas bien si cela ferait le même effet."

CHATEAUBRIAND, dans son Voyage au Mont Blanc (1805) est réaliste : "Les neiges du bas glacier des Bois (partie inferieure de la Mer de Glace), mêlées à la poussière de granit, m'ont paru semblables à de la cendre; on pourrait prendre la Mer de Glace dans plusieurs endroits pour des carrières de chaux et de plâtre ; ses crevasses offrent seules quelques couleurs du prisme et quand les couches de glace sont appuyées sur le roc, elles ressemblent à de gros verres de bouteilles."

En 1825 V.HUGO se laisse emporter par son lyrisme :" l'extrémité de la Mer de Glace, dépassant le Montenvers comme un bras qui se recourbe, penche et précipite ses blocs marmoréens, ses lames énormes, ses tours de cristal, ses dolmens d'acier, ses collines de diamant, dresse à pic ses murailles d'argent et ouvre dans la plaine cette bouche effrayante, d'où l'Arveyron sort comme un fleuve, pour mourir un mille plus loin comme un torrent."

Qu'ils aient des sentiments d'admiration ou de répulsion, nos explorateurs ont été frappés par une impression d'étrangeté que nous ressentons aussi : c'est que le glacier apporte avec lui dans la vallée le monde mal connu des hautes altitudes. C'est un monde purement minéral, le plus étranger à la vie, où même aucun lichen ne peut s'accrocher à ces parois constamment mouvantes. La glace est le minéral le plus léger ; il offre néanmoins de grandes difficultés au creusement des galeries pour l'aménagement des prises d'eau sous- glaciaires : ce creusement ne peut être fait au moyen d'explosifs, la glace vole bien en éclats , mais se ressoude aussitôt en un seul bloc. C'est aussi le minéral le plus proche de son point de fusion, donc le plus changeant. Il présente les formes les plus variées et les plus inhabituelles, qui vont d'une masse inerte et crevassée, sorte de béton incolore et rugueux tout en bas, à des séracs en surplomb de glace transparente et bleutée, ou des dômes étincelants , vers les cimes.

C'est aussi un monde froid et vide. Quelques instants de téléfériques vous transportent dans un monde polaire; et en même temps vous découvrez, comme des voyageurs de l'espace, un air raréfié et une lumière intense.

Si les glaciers se présentent à nous comme des objets étranges, on a par contre oublié leur caractère redoutable. Nous vivons actuellement dans une période de réchauffement et les glaciers moins alimentés fondent davantage et ont reculé sur des positions hautes. Il n'en était pas de même du 17 ème siècle au 19 ème siècle : ils étaient en crue et menaçaient bien souvent les villages des vallées.

De plus on a mieux compris leur rôle. S'ils ne déblayaient pas les cimes de la neige qui s'y accumule, les montagnes disparaitraient bientôt sous une immense calotte de glace, comme c'est le cas au Groenland et comme ce fut le cas pendant les périodes glaciaires dans les Alpes. Si de petits glaciers de cirque peuvent garder la neige qui s'y dépose en faible quantité et méritent le nom de réservoirs, tous les grands appareils sont surtout des évacuateurs. Le glacier se constitue dans les parties hautes du bassin qu'on nomme zone d'accumulation et se dissipe dans la zone d'ablation. Entre ces deux zones se trouve une zone d'équilibre où l'ablation compense l'alimentation. Sur le sol nu, cette ligne correspond au plus haut niveau atteint par la limite inférieure du manteau neigeux en fin d'été : on l'appelle ligne de névés ou ligne de vieille neige. Sur le glacier, cette ligne d'équilibre est marquée par l'apparition de moraines médianes en fin d'été. On la détermine par la méthode des bilans spécifiques. Dans certains glaciers, il peut y avoir une zone déblayée de vieille neige et où pourtant l'ablation est compensée par la formation de glace de regel ou de surimposition. Ce processus est très fréquent dans les glaciers polaires; dans les glaciers alpins, la ligne de névés coincide à peu près avec la ligne d'équilibre. (L.LLIBOUTRY 1965).

Cette ligne de névés varie dans le temps et dans l'espace avec les conditions climatiques. Dans l'arc alpin, elle se trouve en général comprise entre 2800 et 3200 m. d'altitude; elle est d'autant plus basse que la température est plus faible et les précipitations plus fortes ; elle est donc plus basse dans la partie extérieure de l'arc alpin et se relève vers l'intérieur. En année moyenne, on la trouve à :

-2850 m. au Mont Blanc
-2950 m. à Aletsch et dans l'Otztal
-3000 à 3100 m. au Grand Paradis et en Vanoise
-3200 m. au Gorner.

Pour d'autres régions on trouve cette ligne des névés à 1150 m. au Hofsjökull (Islande), à 4600 m. dans les Andes du Chili, à 5200 m. dans l'HindouKouch afghan.

La ligne de névés varie aussi dans le temps : selon les années, la fourchette est de 2830 m. en 1951 et 3100 m. en 1947 pour Aletsch. A Gries, la fourchette va de 2710 m.(1967/68) à 3130 (1961/62). A l'Hintereisferner, de 2830 m.(1954/55) à 3120 m. (1958/59).

L'altitude de cette ligne de névés est d'importance capitale : le rapport entre zone d'ablation et zone d'accumulation en est modifié et avec lui tout le volume de l'écoulement liquide. Le tableau n°19 indique la part de la surface du glacier soumise à l'ablation pour 3 niveaux de la ligne des névés, 2800, 3000 et 3200 m., niveaux qui peuvent caractériser une année froide, une année moyenne et une année chaude.

Tableau n°19. Surface du glacier soumise à l'ablation (en %de la surface totale) pour trois altitudes différentes de la ligne des névés.

Glacier	Altitude de la ligne des névés		
	2800 m.	3000 m.	3200 m.
Mer de Glace	35 %	51 %	69 %
Bossons	25	32	38
Taconnaz	25	33	40
Tré-la-Tête	33	52	68
Bionnassay	32	46	65
Argentière	37	64	81
Tour	26	50	76
Miage italien	35	44	56
Brenva	30	40	51
Trient	19	35	75
Saleinaz	19	50	84
St Sorlin	27	74	100
Sarennes	0	53	100
Blanc	13	22	51
Noir	53	83	96
Pilatte	32	63	89
Aletsch	30	65	72
Gorner	26	40	53
Lys	31	45	58

Le comportement différent de glaciers, même voisins, à une variation d'altitude de la ligne des névés s'explique aisément:

-Un petit glacier, comme Sarennes, subsistant aux environs de la ligne des névés est entièrement soumis à la fusion en année chaude, mais il reste totalement enneigé en année froide ; il arrive ainsi à se maintenir. St Sorlin est un peu plus menacé.

-D'autres, tels que le Blanc, le Miage, la Brenva, le Gorner et surtout l'ensemble Bossons-Taconnaz, ont tant de surface au-dessus de 3200 m. qu'une si légère atteinte à leur langue ne les affecte guère. Les années très chaudes les troublent peu.

-Les autres glaciers du Mont Blanc, Aletsch et le Pilatte sont par contre gravement menacés par une année très chaude.

-Quant au glacier Noir, il ne doit sa survie quà la protection d'une épaisse couverture morainique : c'est un glacier fossile.

Une autre approche du problème est donnée par le tableau n° 20 qui indique la part de la surface du bassin versant (et non du glacier) alimentée par l'accumulation neigeuse de l'hiver, selon les altitudes de la ligne des névés déjà citées :

Tableau n° 20. Surface du bassin soumise à l'accumulation, en %

Bassin du glacier	Altitude de la ligne des névés		
	2800 m.	3000 m.	3200 m.
Mer de Glace	52 %	41 %	28 %
Bossons-Taconnaz	60	53	47
Bionnassay	27	20	14
Argentière	59	40	24
Tour	58	38	20
Aletsch	63	48	34

Quelle que soit l'altitude de la ligne des névés, les Bossons restent toujours bien alimentés. Aletsch l'est plus que la Mer de Glace, qui l'est elle-même plus qu'Argentière en année chaude, alors que Bionnassay reste toujours très pauvrement servi. En année froide et humide, Argentière et le Tour rattrapent leur retard et accumulent des réserves, autrement mieux que Bionnassay.

Toutes ces remarques complètent et précisent ce que nous avons dit déjà en comparant les distributions des surfaces des glaciers. Elles expriment mieux encore l'influence très grande du relief dans le comportement des glaciers aux variations climatiques.

E. LE MOUVEMENT DE LA GLACE VERS L'AVAL

"La glace est beaucoup moins solide que toutes les roches cohérentes ...Sur une pente de 6° un névé commence à se déplacer, quand son épaisseur atteint 40 m. La masse devient plastique...et tend à s'écouler suivant la pente, comme du goudron visqueux."(CAILLEUX et ROMANOVSKY.1961.pp.65-67).

Ce mouvement est très lent, 100.000 fois plus lent que celui d'un fleuve liquide et donc à peu près imperceptible à l'oeil. Mais si l'on ne peut voir ce mouvement, on peut en prendre conscience au pied d'une cascade de glace, telle que celle de Lognan, au glacier d'Argentière; il ne se passe pas de minute sans qu'on n'entende une chute de séracs plus ou moins gros. Cette chute témoigne du passage lent du glacier au-dessus de l'abrupt. La translation de la glace vers l'aval se manifeste mieux encore par des phénomènes spécifiques, tels que sont les rimayes, les crevasses et les ogives.

I. Manifestations du mouvement de la glace :

1°/ La rimaye est la crevasse plus ou moins continue qui longe le pied des parois dominant le glacier : elle marque l'endroit où la glace commence à glisser vers l'aval en se détachant du rocher.

La rimaye est obturée par des ponts de neige fraiche pendant les 3/4 de l'année au dessus de 3500 m. Elle s'ouvre quand l'insolation sur le rocher fait fondre cette neige fraiche; la lèvre s'écarte, témoin du mouvement du glacier. Une rimaye s'est ouverte de 1 m. pendant les deux mois de l'été 1952, à 4500 m. au Silbersattel. Aux altitudes moindres, elles s'ouvrent plus largement et forment un des obstacles les plus courants à la progression des alpinistes. Les glaciologues italiens ont pu diagnostiquer la reprise d'un glacier dans les Alpes du sud à la réapparition de la rimaye disparue depuis plusieurs années. Dans l'Antarctique les photos aériennes du Mt Ellworth ne montrent pas de rimaye : existent-elles masquées par la neige fraiche ? C'est probable.

2°/ L'existence des crevasses manifeste encore plus surement le mouvement du glacier; elles se forment quand la pente augmente brutalement.

La glace se casse en longues tranches transversales, qui se divisent en blocs, les séracs; ceux-ci se couchent les uns sur les autres, se cassent, se pulvérisent.

On en trouve aussi sur les bords de la langue, où le freinage des rives diminue la vitesse : ceci provoque des tensions qui ouvrent des crevasses. Elles peuvent être transversales ou obliques, pleines d'eau de fonte ou vides, ou remplies de glace de regel. Elles dépassent rarement une profondeur de 30 m. et n'atteignent jamais le fond rocheux, sauf à la toute dernière extrémité de la langue.

3°/ Les ogives ou chevrons apparaissent sur certains cours inférieurs des glaciers; ce sont des bandes alternativement sombres et claires, espacées de 50 à 150 m. sur la Mer de Glace; elles n'apparaissent pas à l'observateur marchant sur le glacier mais sont très visibles de loin. Elles sont formées de glace blanche, bulleuse, dure, souvent en relief, qui alterne avec des bandes de glace bleue, plus dense, plus transparente, en creux et couvertes de débris. La forme en chevrons est facilement expliquées par les différences de vitesse entre le centre et les bords.

L'origine des ogives, longtemps débattue, a été décelée par les réflexions conjuguées des glaciologues FISHER, KING, LEWIS, HAEFELI et NYE. Le cheminement de leurs raisonnements sepoursuit dans le Journal of Glaciology de 1951 à 1962. On avait observé que ces ogives n'apparaissent qu'au pied des cascades de glace ; en amont la glace est normalement stratifiée, en aval de la rupture de pente, les ogives se forment. Mais il fallait découvrir une deuxième condition, s'est-à-dire que la chute de glace se trouve près ou au-dessous de la ligne des névés. Le mécanisme est le suivant : pour franchir la cascade de glace, l'épaisseur de la couche diminue et la vitesse augmente et peut atteindre 2000 m. par an soit 5 m. par jour. La glace se déploie en une mince nappe crevassée, vite broyée et pulvérisée; une forte partie de sa surface est donc soumise à l'action du soleil et de la fonte en été, et du grand froid en hiver.

En été les crevasses recueillent,pendant la traversée de la rupture de pente, l'eau de fusion ou de pluie qui regèle plus tard, la glace est souillée par les débris venant des parois voisines libres de neige. En hiver la neige froide pénètre dans les crevasses sans fondre, peu de débris tombent des parois, les conditions sont celles du climat arctique, et la glace nouvelle reformée est blanche et bulleuse.

L'espacement des ogives donne le cheminement d'une année, la ligne sombre représentant le flot de glace qui a traversé la cascade en été et la ligne claire celle de l'hiver. Déjà en 1912 J.FISHER avait repéré un gros bloc : 38 ans après, 38 bandes le séparaient du repère.

Sur la Mer de Glace, les ogives sont superbes dans le flot ouest, celui qui vient du Tacul et non de Leschaux; elles apparaissent en aval des séracs du Géant qui s'étendent de 2700 à 2450 environ. La forme ogivale est très marquée à partir du confluent de Leschaux et ne s'accentue pas ensuite, ce qui donne à penser que le freinage dû aux bords du lit rocheux n'est pas très intense. Les extrémités du premier chevron sont à la hauteur du centre du troisième : le retard donc ne dépasserait pas deux ans. Le nombre d'ogives étant de 27 sur la carte de 1953, on peut dire que la glace axiale a mis 27 ans à faire le trajet Séracs du Géant-Montenvers alors que la glace des bords en a mis 29. Cela fait des vitesses respectives de 204 et 189 m./an. La différence est donc faible : elle n'apparait mieux que dans les changements de direction du lit, à moins même, comme le pensent M.BAUSSART et M.CARBONNELL (1963) que la différence de vitesse n'existe qu'au seul moment des changements de direction.

II. Mesures de vitesses des glaciers :

La vitesse de translation de la glace tout le long du glacier a été très fréquemment mesurée en surface et en profondeur sur de nombreux glaciers et à différentes époques de l'année. (Voir en particulier RENAUD 1952, MILLECAMPS 1957, LLIBOUTRY 1965, REYNAUD 1971, VIVIAN 1972).

1°/ Vitesses de surface : On a trouvé des vitesses de surface assez variables :

-Au Glacier d'Aletsch, les vitesses axiales sont de 40 m./an près du sommet, de 200 m./an à Konkordiaplatz, lieu de la plus grande épaisseur et de plusieurs confluents, puis elle diminue jusqu'au front.

-Au Gorner et au glacier du Rhône, la vitesse varie de 100 à 200 m/an.

-Sur la Mer de Glace, on a mesuré une vitesse de 20 m./an au Plateau Supérieur de la Vallée Blanche, près de 100 à 200 m./an au glacier du Tacul, 900 m./an en haut du chaos de séracs du Tacul et 350 m./an en bas de ce chaos.

-Au glacier d'Hintereis (Autriche) on ne trouve pas plus de 36 m/an.

On est loin des chiffres record du glacier d'Umanak au Groenland dont la vitesse a atteint 28 m. par jour et celui de Malaspina en Alaska qui a atteint 24 km en 1 an vers 1910. Le glacier de la Kutiah Valley, dans les Karakorum , s'est avancé de 12 km en trois mois. Ce sont là des valeurs exceptionnelles, dues probablement à des accidents sismiques.

Les vitesses de surface varient dans l'espace, mais aussi dans le temps :

Il semble que la vitesse soit plus forte de 6 h. du matin jusqu'à midi et diminue dans la soirée; pourtant on entend surtout craquer le glacier entre 1 h. et 4 h. du matin. A l'Hintereis, on a observé que le minimum est toujours en saison froide, le maximum en mai ou juin, entre 2800 m. et 3000 m.

et plus tardif à mesure que l'altitude décroit.

Il semble donc que l'accumulation des neiges de l'hiver produise une onde d'accroissement de vitesse qui se propage vers le bas à raison de 50 à 70 m. par jour, soit avec une vitesse plusieurs centaines de fois supérieure à celle de la glace elle-même. La translation de la glace est un écoulement par gravité, fonction de la poussée de l'amont : sa plasticité rend compte de la propagation irrégulière des poussées. Ce mouvement est le plus souvent qualifié de saccadé, turbulent, en zig-zag, spasmodique et même rétrograde comme les tourbillons d'un fleuve. La présence d'eau liquide entre le glacier et le lit rocheux contribue à accélérer le mouvement dans de fortes proportions.

2°/ Vitesse en profondeur.

La vitesse parait décroitre de la surface au fond. Pourtant il peut exister des vitesses plus grandes au centre qu'en surface que l'on décèle par le calcul et non par l'observation et qu'on a appelées coulées d'extrusion (STREIFFBECKER 1952).

Quant au glissement du glacier sur le lit rocheux, il a été observé de façon convaincante au glacier d'Argentière.

Le cavitomètre d'Argentière , mis en place en juillet 1970 (VIVIAN et CHARPENTIER 1972) permet de mesurer la vitesse du glissement du glacier sur son lit et l'ampleur des décollements de la voute glaciaire à l'aval du Rognon de Lognan. Juin, juillet et août sont les mois où les vitesses sont les plus fortes (moyenne horaire supérieure à 3 cm.) Cette vitesse n'est pas constante : des phases d'accélération, plutôt en fin de journée, jusqu'à 4.4 cm/heure, succèdent à de brusques ralentissements jusqu'à 0.8 ou 0.4 cm/h.

Le frottement du glacier sur son lit sous une forte pression suffirait à faire fondre la glace et à rendre possible le glissement. AVSIUK (1956) parle de l'énergie considérable qui libère de la chaleur en quantité d'autant plus grande que la dénivellation du glacier est plus forte. Au glacier Inylchek la glace parcourt une dénivellation de 3000 à 3500 m. On obtiendrait ainsi une élévation de température de 7 à 8°, localisée à la base du glacier.

En conclusion on peut dire que dans l'état actuel des connaissances, le mouvement du glacier vers l'aval est un mécanisme complexe, très lent et irrégulier. Si l'on veut calculer le temps qu'un grain de glace, formé au col du Midi, va mettre pour atteindre le lit de l'Arveyron de la Mer de Glace, on pourrait prendre les valeurs suivantes avec quelque probabilité :

-20 m./an pour le premier kilomètre, soit	50 ans
-100 m./an sur les 2 km suivants, soit	20 ans
-la traversée des séracs du Tacul-Géant en	3 ans
-le parcours jusqu'au Montenvers en	28 ans

soit un total de 100 ans. En effet deux écus de l'an II ont été trouvés au Montenvers en 1950, sous 20 m. de glace, mais où avaient-ils été perdus ? Il se peut que ce calcul soit beaucoup trop optimiste. D'après

CLAUSEN, BUCHMANN et AMBACH (1967) la datation au silicium 32 de la glace du portail d'Hintereis donne un total de 1200 ans : ce glacier de type alpin et de surface réduite, 10 km2 environ, a une vitesse moins grande. Une telle ancienneté est néanmoins très étonnante et on peut se demander si l'échantillon étudié n'a pas été prélevé sur un culot de glace plus ou moins fossile.

F. L'EPAISSEUR DES GLACIERS ALPINS

Les sondages sismiques ont été largement utilisés sur les glaciers alpins en vue d'obtenir quelques précisions sur leurs épaisseurs respectives. Une explosion à la surface du glacier provoque des ondes se propageant à des vitesses différentes dans la glace et dans le rocher. On calcule la profondeur du lit par l'analyse des résultats. Citons quelques chiffres parmi d'autres (SUSSTRUNK 1951):

-La Mer de Glace a une épaisseur de 350 à 400 m. à la hauteur du Tacul, entre les séracs du Géant et Leschaux. Le plateau de la Vallée Blanche a 170 m. d'épaisseur dont 30 m. de névés.

-Le glacier d'Argentière atteint 240 m. à l'endroit de sa plus grande épaisseur.

-Le glacier de Saint Sorlin a 100 à 150 m. à la ligne des névés.

-Le glacier de Gébroulaz a de 100 à 140 m.

Dans le Pelvoux, le glacier Blanc a 250 m. d'épaisseur sous le refuge des Ecrins; la Meije et le Tabuchet ont 20 et 22 m.

-Le glacier d'Aletsch tient le record alpestre avec 792 m. à Konkordiaplatz.

-Le Gorner a 400 m. de glace entre l'altitude de surface 2500 m. et le lit surcreusé à 2100 m.

-Le glacier d'Unteraar a 380 m. d'épaisseur à Mieselenegg et 430 m. d'épaisseur maximale, à 5.75 km du portail.

-En Italie la Marmolada a de 40 à 50 m. d'épaisseur, le Miage a 250 m. dans sa partie basse et 400 m. dans sa partie médiane.

-En Autriche le Gepatschferner a une épaisseur de 200 m.

On voit à partir de ces résultats que l'épaisseur du glacier est d'autant plus forte que le glacier est étendu; elle est également le plus forte à proximité de la ligne des névés, ce qui n'est pas en contradiction avec la notion d'équilibre glaciaire.

G. LA FUSION GLACIAIRE

Lorsque la glace d'un glacier est débarrassée de la couche de neige tombée dans l'hiver qui le recouvrait, elle est soumise à plusieurs influences qui concourent à sa disparition :

-c'est avant tout le rayonnement solaire et la chaleur de l'air lorsque sa température est positive; ce que nous avons dit des partsrepectives

de ces deux facteurs pour la fusinn de la neige, vaut pour celle de la glace et nous n'y reviendrons pas, mais une observation s'impose : l'albedo ou pourcentage du rayonnement perdu est beaucoup plus fort pour la neige fraiche (80 %) que pour le névé (60 %) et surtout que pour la glace propre (40 %) et couverte de débris (30 %). A rayonnement égal, la glace absorbe plus de calories que la neige et est donc plus vulnérable (DIRMHIRN 1956).

-c'est aussi le travail de l'eau courante : l'eau de fusion ou l'eau de pluie en coulant sur la glace vive pénètre par la moindre fissure, par les crevasses qu'elle agrandit et peut y former des poches d'eau qui échappent à la mesure; ces phénomènes s'observent surtout dans les parties basses du glacier, mais ils existent et leur action est difficile à apprécier.

Les mesures de fusion glaciaire ont toutes trait à l'ablation de surface; mais avant de les passer en revue, il importe de bien préciser ce qu'on entend par ablation glaciaire. De la façon dont les observations sont faites, la nature du phénomène observé n'est pas le même.

En effet un glacier est une masse en mouvement. Comme un fleuve, il n'est jamais ni tout à fait le même, ni tout à fait un autre. D'une année sur l'autre l'observateur croit retrouver le même glacier, mais ce n'est plus la même glace.

Si d'un point fixe à l'extérieur d'un glacier, sur un rocher de la rive, on mesure la hauteur de la glace et cela à différents intervalles, on mesure en fait une valeur complexe, un abaissement du niveau dû à la fusion, compensé par l'apport du glacier. Si l'on veut mesurer la fusion réelle en un point, il faut la mesurer au moyen de balises que la fusion déchausse plus ou moins et que le glacier entraine avec lui.(Voir GLEN 1963 et LLIBOUTRY 1968)

C'est ainsi que les services d'Electricité de France ont procédé à ces deux sortes de mesures l'été 1953 à la Mer de Glace (REYNAUD 1953), au profil de Tré-la-Porte sur 7 points répartis vers 2000 m. d'altitude:

en mètres :	I	II	III	IV	V	VI	VII
Dénivelée	3	2	3.25	3.5	3.75	5	3
Fusion	6.35	6.1	6.05	5.95	6.4	6.5	5.75
Apport de glace	3.35	4.1	2.8	2.45	2.65	1.5	2.75

Ainsi en moyenne, la dénivellation à ce profil a été pendant l'été de 3.36 m., la fusion a fait baisser le niveau de 6.16 m. et l'apport de glace venant d'amont a été de 2.8 m.

Il faut donc bien distinguer les résultats obtenus par les deux méthodes d'observation :

-les lectures d'émergence des balises donnent la fusion réelle de glace, qui importe pour le débit de l'émissaire et pour toute étude hydrologique.

-les mesures de dénivellation à partir d'un point fixe donnent le bilan en ce point entre fusion et apport, chiffres qui importent pour connaitre les variations de volume du glacier et pour tout travail glaciologique. Cette valeur sera utile pour l'hydrologue si elle est connue pour la surface entière du glacier ; la perte totale de volume de glace entre deux observations sera bien retrouvée à la fois en eau de fusion, en eau infiltrée et en eau évaporée. Voir aussi C.-P.PEGUY 1963).

De nombreuses observations et mesures de la fusion glaciaire ont été menées dans l'arc alpin.

1°/ En Italie, U.MONTERIN (1931) a fait l'une des plus anciennes et des plus complètes études, l'été 1929 sur le glacier du Lys. Ses observations ont porté sur la totalité du glacier depuis 2350 m. jusqu'à Punta Gnifetti (4560 m.) Il a trouvé une valeur constante de l'ablation horaire de o.3 mm par degré de température, soit 0.718 cm par jour.

2°/ En Suisse, P.KASSER (1954) a trouvé pour le glacier d'Aletsch en 1954 un chiffre moyen de l'ablation glaciaire journalière de 0.6 cm et en 1955 de 0.63 cm

3°/ En France, L.LLIBOUTRY, dans son Traité de Glaciologie (1965) donne à ce coefficient d'ablation une valeur comprise entre 3.6 mm et 6.85 mm par degré-jour positif, en comprenant dans cette fourchette la fusion de la neige et celle de la glace.

Toutes ces observations sont assez concordantes et les différences de situation dans l'arc alpin, d'exposition ou de date justifient les écarts des chiffres adoptés. Nous appellerons Kg ce coefficient d'ablation glaciaire par degré de température ; il est exprimé en mm. par jour. La valeur moyenne parait être de 7 mm. Celle de 7.5 et peut-être 8 pourrait convenir aux périodes ou aux versants les plus ensoleillés et celle de 6 correspondrait aux périodes pluvieuses ou nuageuses. Nous avons vu que le coefficient moyen d'ablation nivale, Kn, est de 5 : les différences d'albedo justifient l'écart entre ces deux coefficients. Nous tenterons de confirmer ces chiffres par l'étude des débits.

Le gradient d'ablation annuelle.

Si l'on mesure la valeur annuelle de l'ablation de glace à différentes altitudes, on voit que l'ablation diminue lorsqu'on s'élève de 100 m. d'altitude, parallèlement au refroidissement de l'air, d'une quantité que l'on appelle le gradient d'ablation.

P.KASSER (1954) sur le glacier d'Aletsch, trouve ce gradient égal à 1 m. , avec une fourchette comprise entre 0.80 et 1.10 dans les Alpes.

Au Gorner, A.RENAUD (1952) a trouvé un gradient de 0.53. Au glacier du Rhône, il a trouvé une valeur de 1.2, comme à l'Hintereis.

Sur la Mer de Glace, L.LLIBOUTRY (1965) a trouvé 1 m. L.REYNAUD (1953) a trouvé 0.96 en 1952 et 0.82 en 1953. Argentière a donné un chiffre de 0.98 en 1955/56. Au glacier de St Sorlin, C.-P.PEGUY a trouvé les valeurs suivantes : 1.15 en 1959/60, 1.06 en 1960/61 et 0.94 en 1961/62, avec une moyenne pondérée de 1.1 m.

Enfin au Nigardsbreen (Norvège) G.OSTREM et V.KARLEM (1961) donnent au gradient la valeur de 0.85.

Dans l'arc alpin donc, le gradient d'ablation parait compris entre 0.80 et 1.20 m. par 100 m. de dénivelée selon les années et les glaciers. Il est appelé énergie de glaciation par P.A.SHUMSKYI (1955) et coefficient d'activité par L.LLIBOUTRY: en effet plus le bilan varie avec l'altitude, plus il y a

d'excédents de neige qui doivent être évacués vers le bas, et plus le débit solide du glacier sera important.

Enfin on ne peut passer sous silence un facteur non-météorologique et accidentel de fusion glaciaire ou nivale. Le 16 avril 1962, des vents du sud ont apporté une chute de neige colorée sur les glaciers des Alpes (BELLAIR et POISSON 1962); l'albedo a diminué et la fusion a augmenté ; la ligne des névés a été particulièrement haute cet été-là. Nous avons remarqué ces poussières rouges sur le glacier de Bionnassay dans l'été : on y a trouvé des éléments radio-actifs très supérieurs à la moyenne. BLOCH a rencontré des poussières volcaniques sur les calottes polaires et y voit une cause du déclin des englacements. On peut volontairement accélérer la fusion glaciaire en jetant des matières noires sur les glaciers; c'est ce qu'on a commencé à faire dans le Turkestan chinois : on peut augmenter l'ablation de 1 cm par jour avec ceprocédé et l'irrigation reçoit ainsi des réserves supplémentaires. (CH'UI CHIH-CHIU 1960).

H.LA CIRCULATION DE L'EAU DANS UN GLACIER

Que devient l'eau de fusion de la glace et par quel processus rejoint-elle l'émissaire ?

Des fronts du glacier Blanc, du Trient ou du glacier de Ferpècle, on voit un flot impétueux jaillir l'été avec violence de dessous le glacier au contact du lit rocheux, et un minuscule ruisselet couler sur la surface de la langue : la première impression est que toute la circulation se fait en profondeur. Au Gorner, au Ruitor on voit les ruisseaux d'eau de fusion suivre un temps les bords du glacier, près des moraines latérales, puis s'enfoncer sous la glace et y disparaître. De même sur le glacier lui-même, on aperçoit l'été de petits ruisseaux qui s'engouffrent à l'intérieur du glacier : ce sont des "bédières" qui pénètrent en profondeur par des "moulins".

L'écoulement de l'eau parait donc avoir quelque parenté avec l'écoulement en terrain karstique, avec crevasses et moulins. Comme le calcaire la glace est soluble dans l'eau mais infiniment plus vite. A la Mer de Glace, l'irruption soudaine de l'eau tiède d'un affluent, le Nant Blanc, dans une galerie de travaux, a creusé un véritable canyon de 9 m. de profondeur en quelques heures. Dans la langue les crevasses s'agrandissent rapidement et forment un réseau complexe : il s'y fait un appel d'air violent : des courants d'air relativement chaud les empruntent et accélèrent la fusion.

Mais en même temps la plasticité de la glace et sa translation vers l'aval tendent à refermer les crevasses et les galeries creusées de main d'homme : une galerie de 2m sur 2m. abandonnée s'est refermée entièrement en huit jours. La pression peut aussi provoquer une certaine fusion au contact du lit rocheux, suivie par un brusque regel si cette pression se relâche.

On a aussi vu des sources artésiennes. Un jet d'eau intermittent a été observé au glacier de Findelen en octobre 1954. Mieux encore, le 27 août 1962 on a observé trois jaillissements d'eau dans le bas de la langue du glacier d'Aletsch, à l'ouest de la cascade de glace, sous le chalet Triest. Le mouvement du glacier doit créer la pression nécessaire en emprisonnant et en comprimant une masse d'eau de fonte qui rejaillit quand la moindre fissure se forme (RENAUD 1950, L.LLIBOUTRY 1964).

Le relief sous-glaciaire peut apporter d'autres obstacles à l'écoulement de l'eau de fusion. Les travaux de captage sous-glaciaire au glacier d'Argentière pour le barrage d'Emosson ont montré l'existence d'une cuvette en amont du verrou rocheux : cette cuvette de plus de 70 m. de profondeur est remplie par une véritable nappe phréatique du glacier (R.VIVIAN 1970 et 1971). Une autre nappe a été décelée sous le Gorner (BEZINGE 1973).

Tout ceci intéresse la langue des glaciers ; il ne faut pas croire pour autant qu'une certaine présence d'eau liquide n'ait pas lieu en haute altitude.

Le plateau de la Vallée Blanche à 3500 m. a révélé à 30 m. de profondeur un véritable marécage de 2 à 3 m. d'épaisseur, formé de bouillie d'eau et de neige. L'équipe du Laboratoire des Cosmiques a été amenée à observer la teneur en eau liquide des névés qui parait varier selon l'époque de l'année où la neige a été déposée. (L.LLIBOUTRY 1964).

Sur le flanc du Breithorn (Mont Rose) à 4000 m. en creusant le tunnel du Silbersattel on a rencontré un énorme réservoir de 25 m. de large sur 6 m. de long et 9 m. de haut. On a pensé que cette eau vient de 300 m. plus bas au plateau du Breithorn; l'eau de fonte s'accumule l'été, la neige l'enferme, les couches suivantes la compriment et l'eau remonte le long de la paroi rocheuse J.FISHER 1952).

Enfin on peut citer de nombreuses poches d'eau qui ont, en se vidant, provoqué des catastrophes que nous verrons plus loin : poches d'eau du Trient, de Tête-Rousse...

L'eau à l'etat liquide se trouve donc en grande quantité dans les glaciers tempérés, tels que les glaciers alpins, mais son écoulement est sujet à bien des retards et accidents.

A l'extrémité du glacier, à l'endroit de la source apparente des rivières glaciaires, l'eau jaillit soit par un portail unique, souvent central, soit en écoulement latéral ou diffus.

Si la topographie du lit rocheux présente une dépression ou une entaille bien marquée, l'écoulement est le plus souvent localisé avec un portail unique. Si le lit est régulier, peu buriné, dans une auge vaste, l'écoulement peut être diffus. Il est facilement variable d'une année à l'autre. Les travaux de captage de torrents sous-glaciaires se sont heurtés à cette difficulté : ainsi le lieu de passage du torrent d'Argentière à la hauteur du Rognon bien caractérisé jusqu'en 1971 a été abandonné en 1972 au profit d'une autre voie très distincte.

H.de SAUSSURE(1779) a décrit le portail de la Mer de Glace dans son Voyage dans les Alpes :" C'est un des objets les plus dignes de la curiosité des voyageurs : que l'on se figure une profonde caverne dont l'entrée est une voûte de glace de plus de 100 pieds d'élévation sur une largeur proportionnée ; du fond de cette caverne sort avec impétuosité une rivière blanche d'écume et qui souvent roule dans ses flots de gros rochers de glace."

Cette voûte était encore bien visible en 1840. Le portail du Gorner était encore magnifique en 1962 ; le toit de la voûte s'était effondré, laissant debout un grand arc de glace de 3 à 4 m. de haut.

Actuellement on trouve des portails bien formés en Valais, au glacier d'Otemma où une boutonnière laisse voir le torrent entre deux voûtes, et au Mont Durand et à Corbassière. On en trouve aussi aux glaciers de Grindelwalt et de Tschervia. La voûte du Ruitor était effondrée en 1962. Le portail du glacier Blanc est une voute très surbaissée. Un très petit portail en forme de voûte se dessine à Argentière en 1971.

Que sait-on de la vitesse du parcours sous-glaciaire de l'eau de fusion ? Ce parcours est difficile et rencontre beaucoup d'obstacles : à chaque instant les conduits peuvent être obstrués par des glaçons ou se déboucher soudain. Dans la partie inférieure de la langue, on a tenté de mesurer cette vitesse plusieurs fois :

En fin septembre 1899, au Mauvais Pas de la Mer de Glace, sur un parcours de 77 m; de long et de 41 m de dénivellation, la vitesse maximale a été de 0.26 par seconde. Sur un parcours de 4670 m. avec une dénivellation de 740 m. au grand moulin de la Mer de Glace, la vitesse maximale a été de 0.54 par seconde. Il semble donc que la vitesse ait été de 1 à 2 km/h. Ces expériences ont été décrites dans les Etudes glaciologiques (tome III, 1912).

Le 19 octobre 1966, au Rognon d'Argentière, les services d'Electricité de France ont mesuré une vitesse de 2.6 km/h les particules les plus lentes étant animées d'une vitesse de 1 km/h. Plus tard sur le même glacier qui oppose de grands obstacles à l'écoulement de l'eau dans cette cascade de séracs, R.VIVIAN (1972) a trouvé des vitesses de 0.36 à 1.8 km/h.

Au Gorner, Grande Dixence a mesuré des vitesses de 0.6 à 0.9 km/h pour des pentes de 8 %, alors qu'au glacier du Rhône FOREL avait trouvé 1.2 à 1.3 pour des pentes de 25 à 50 %.

Les vitesses sont donc très variables : un parcours parait se faire à des vitesses comprises entre 1 et 3 km/h et jusqu'ici on n'a pas trouvé de valeurs supérieures.

Quant au parcours à l'air libre, aussitôt le torrent délivré de sa prison de glace, sa vitesse est fonction de la pente et de la puissance du débit. D'après des mesures de 1899, elle est de 2.25 à 2.43 m/sec pour les gros débits de l'Arveyron de la Mer de Glace (plus de 20 m3/sec) et de 1.13 m/sec pour les débits moyens. Cette vitesse varie donc de 4 à 8 km/h. Avec des pentes de 8 à 10 % les hydrologues suisses ont trouvé des vitesses de 6 km/h.

I. EPOQUE DE LA FUSION GLACIAIRE

Comme pour la fusion de la neige, on peut préciser l'époque où se produit la fusion de la glace en année moyenne pour les glaciers de la Haute Arve, pendant la décennie oct.1954-sept.1964.

La fusion glaciaire de surface ne commence jamais avant le mois de mai. La Mer de Glace et Argentière ont leurs fronts vers 1500 m. d'altitude. Or le manteau neigeux ne disparait pas à cette altitude avant le milieu ou même la fin de mai. On peut dire qu'en moyenne, pendant la deuxième quinzaine de mai, seules les parties de la langue au-dessous de 1800 m. sont susceptibles de fondre.

En juin, la couverture neigeuse sur le glacier remonte de 1800 m. à 2150 m. En fin juillet, sa limite atteint 2550 m. et en fin août, 2900 m. En septembre tout le glacier est déneigé jusqi'à 3000 m. et soumis à la fusion. Les surfaces du glacier soumises à la fusion croissent donc régulièrement jusqu'en septembre; mais la température moyenne de ce mois est nettement en diminution, tout au moins pour les basses altitudes et les maxima; on peut donc penser que la fusion est à peu près égale pour août et septembre.

En octobre, le glacier reste toujours soumis à la fonte dans ses parties basses, mais la neige recouvre très vite ses parties hautes, dès 2600 m au début du mois, et à 2000 m. à la fin. Dès le 15 novembre tout le glacier est couvert de neige fraiche. Ces dates ne valent que pour une année moyenne : en 1956 il a neigé à 1500 m. dès le début d'octobre; en 1965 au contraire, il ne neige à 2000 m. quà la mi-novembre. Dans tous lescas, la température est basse et la fusion ne peut avoir lieu que grâce aux journées chaudes et ensoleillées d'octobre; en novembre la fusion est négligeable.

La fusion se poursuit-elle l'hiver ? Si la fusion glaciaire de surface est totalement arrêtée l'hiver lorsque la neige recouvre le glacier, il n'en est pas de même pour l'ablation profonde au contact du lit rocheux. Deux facteurs entrent en jeu: d'une part le flux géothermique qui n'est pas négligeable, et d'autre part l'énergie dégagée par le frottement du glacier sur son lit. Ces deux facteurs contribuent à créer une fusion qui peut être de faible importance. Nous verrons plus loin qu'elle est capable de soutenir les débits d'hiver. L'éction de cette fusion sous-glaciaire, associée à l'érosion sous-glaciaire produit une croûte de quelques centimètres d'épaisseur, de sables et de boues mélangées, bien visible en octobre 1972 sur la face inférieure du glacier d'Argentière formant le toit de la cavité etudiée au verrou de Lognan par les glaciologues de Grenoble.

J.VOLUME TOTAL DE LA FUSION GLACIAIRE EN FONCTION DES SURFACES

A l'inverse de la neige qui fond et disparait à basse altitude, la glace est soumise à la fusion d'autant plus longtemps qu'elle se trouve plus bas. La fusion nivale est étagée ; la glace, dégagée du manteau neigeux, est attaquée sur toute sa surface. Les glaciers les plus touchés par la fusion sont ceux qui ont la plus grande surface le plus bas possible; mais ce faisant ils se détruisent eux-mêmes et reculent sur une position de repli, plus haute et donc plus protégée. Un gradient d'ablation de 1 m. par 100 m. d'altitude et par an donne une fusion de glace annuelle de 12 m., 1200 m. au-dessous de la ligne des névés soit vers 1700 m. dans l'arc alpin. Le glacier doit être puissamment alimenté pour résister à pareille ponction. En fait la plus grande surface glaciaire se trouve vers 2800 m. où ils ne perdent qu'1 m. par an, ce qui est plus facilement compensé par l'accumulation en haute altitude. Nous retrouvons là cette notion d'équilibre glaciaire qui parait essentielle aux glaciers de montagne.

K.EQUILIBRE GLACIAIRE ET BILANS DES GLACIERS

Un glacier, soumis à des conditions variables d'alimentation, de translation vers l'aval et de fusion, est en état d'instabilité permanente: ceci se traduit sur toute sa surface et sur son volume global qui se gonfle ou s'effondre, à la recherche d'un équilibre. C'est donc un remarquable appareil enregistreur du climat, si l'on peut déchiffrer les messages complexes qu'il délivre.

Pour un point du glacier ou pour le glacier tout entier, le bilan est la différence entre l'alimentation et l'ablation. Le bilan est dit positif si l'alimentation l'emporte, et négatif dans le cas contraire. Il est positif en zone d'accumulation, négatif en zone d'ablation et nul dans la zone d'équilibre. Le bilan exprime donc par des chiffres des réalités climatiques de première importance, c'est-à-dire la température et les précipitations. En cela l'établissement d'un bilan intéresse l'hydrologue, car le débit de l'émissaire exprime également ces deux facteurs. Il sera intéressant de comparer plus loin les résultats que donnent ces deux approches différentes.

La méthode la plus généralement adoptée pour établir le bilan d'un glacier est appelée la méthode superficielle : on mesure sur le glacier lui-même l'accumulation neigeuse dûe aux précipitations à la fin de la période froide, puis l'ablation en cours d'été : ces deux mesures sont faites sur des balises implantées sur le glacier. On a la formule suivante:

Accumulation - Ablation = Variations de masse.

Si l'on peut par photogrammétrie mesurer les variations de masse, on a alors une précision très bonne. Le glaciologue suédois H.Wson AHLMANN a établi qu'à la hauteur de la ligne des névés la somme alimentation + ablation est égale à celle que l'on mesurerait sur l'ensemble du glacier ; les mesures en sont simplifiées.

Par cette méthode les bilans ont été dressés pour les glaciers suivants :

-la Mer de Glace par L.LLIBOUTRY (1965)
-le glacier de St Sorlin par C.P PEGUY (1963)
-le glacier de Sarennes par les Eaux et Forêts depuis une cinquantaine d'années (de CRECY 1963)
-En Suisse,les "Variations des glaciers suisses" donnent chaque année les bilans des glaciers d'Aletsch, Gries, Limmern et Silvretta (KASSER 1954)
-En Autriche, le glacier d'Hintereis par H.HOINKES (1963).
-En Scandinavie, les glaciers Stor (SCHYTT 1962), Karsa (AHLMANN 1953), Jostedalbreen et Nigardsbreen (OSTREM et KARLEM 1961)
-Aux Etats-Unis, les glaciers Blue (LA CHAPELLE 1962), South Cascade (MEIER 1965) Taku et Harriman (CRARY 1962)
-en Italie, le glacier de la Marmolada (ZANON 1965).

La méthode hydrologique consiste à mesurer les précipitations au lieu de l'accumulation neigeuse, et le débit de l'émissaire au lieu de l'ablation. La plus grande difficulté réside dans l'évaluation des précipitations sur tout le bassin et à toutes les altitudes. L'équation devient alors :

Précipitations - Débit - Evaporation = Variations de volume

Depuis 1922 le bilan du glacier d'Aletsch est établi par cette méthode et en même temps l'accumulation et l'ablation sont mesurées en plusieurs points du glacier ; le même travail est fait pour Gries depuis 1962.

Nous avons réuni sur la fig.N°36 les 4 glaciers pour lesquels nous avons pu avoir les bilans annuels. Le graphique montre une allure commune à ces quatre courbes alors que ces glaciers sont situés dans des régions diverses de l'arc alpin, et que les méthodes diffèrent. On voit que les années caractéristiques de bilans très négatifs se retrouvent partout (années 1958/58 et 1963/64). En effet les températures sont plus également réparties dans l'arc alpin et les pluies plus diversifiées. Les années moins caractérisées laissent plus de liberté aux conditions locales. Nous verrons plus loin au chapitre de l'abondance moyenne comment tenter d'établir les bilans de la Mer de Glace par la deuxième méthode.

L.VARIATIONS DU VOLUME DE LA MER DE GLACE ENTRE 1939 et 1952.

Un travail très intéressant a été effectué à la Mer de Glace par les services d'Electricité de France à la suite de l'étude photogrammétrique des glaciers du Mont Blanc, établie par l'Institut Geographique National. Trois couvertures photographiques ayant été faites à la même altitude en juillet 1939, juillet 1952 et juillet 1958, les restitutions ont été effectuées et se présentent sous forme de tirages sur pellicule dont la superposition permet de comparer les surfaces glaciaires en 1939 et en 1952 et de chiffrer

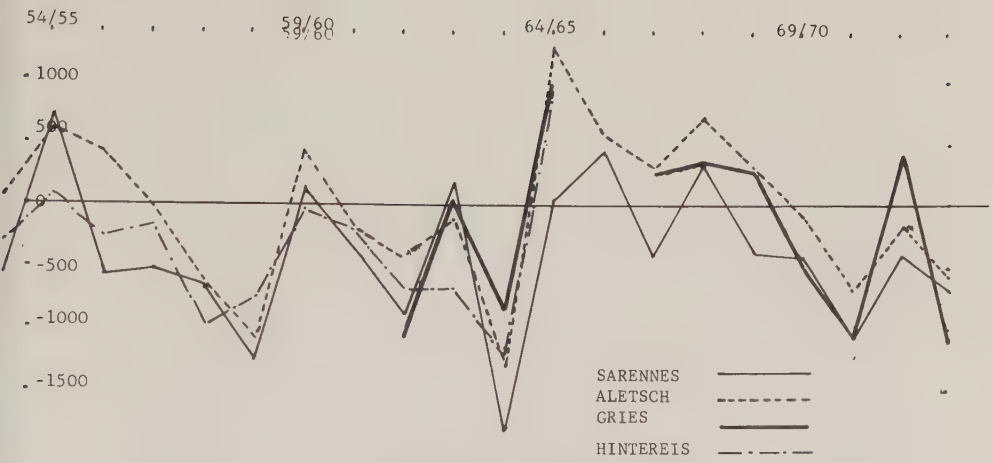


FIG.35. BILANS DE 4 GLACIERS

VALEURS ANNUELLES DE BILANS? EN MM OU GR/CM2

+660 -600 -520-670-1260 +120 -390-910 +180-1820 +30 +420 -410+340 -360 -410-1100-370 -670 I.
+610 +415 -17-635-1076 +412 -180-412 -118-1293+1257+591 +307+705 +321 -129 -727-173 -557 II.
+77 -278 -189-983 -763 -62 -203-686 -687-1280 +890 III.
-1068 +31 -862 +925(-279)+260+332 +269 -519-1069+446-1116 IV.

I. Glacier de Sarennes
II. Glacier d'Aletsch
III. Glacier d'Hintereis
IV. Glacier de Gries

la diminution du volume de glace pendant ces treize années . Il se trouve que ces années comprennent les plus chaudes et les plus sèches qu'on ait vues dans la période des mesures, 1942, 1943, 1944, 1947 et 1949, dans la Haute Arve comme dans les Alpes Bernoises.

Cette comparaison, conduite par Electricité de France, n'a pas été publiée; elle a été effectuée en planimétrant la surface comprise entre l'ancienne et la nouvelle courbe de même cote, opération répétée pour chaque courbe de niveau. Chaque surface résultant d'une moyenne de plusieurs opérations, la précision peut être fixée à 1 %. Par contre les difficultés de tracé des limites du glacier sur les cartes, surtout dans la neige fraiche, obligent à affecter lee résultats d'une erreur possible de + ou - 10 %. Tous les résultats partiels m'ayant été obligeamment confiés, j'ai pu les grouper par glacier et par étage d'altitude. La variation de volume pendant ces 13 années est la suivante en m3 de glace :

Tableau n°21.

Partie du glacier	Gain	Perte	Perte totale
Mer de Glace	0	107.398.180	107.398.180
Charpoua	406.500	6.589.350	6.182.850
Dru	101.700	1.367.950	1.266.250
Nant Blanc	365.000	8.576.200	8.211.200
Talèfre	956.250	93.435.750	92.479.500
Leschaux	944.600	93.991.220	93.046.560
Mont Mallet	2.414.500	5.731.400	3.316.900
Périades	290.000	24.682.150	24.392.150
Tacul	0	47.128.670	47.128.670
Séracs du Géant	0	7.604.700	7.604.700
Géant	5.983.660	98.513.460	92.529.800
Vallée Blanche	1.275.190	36.930.280	35.655.090
Envers du Plan	1.034.500	9.176.200	8.141.700
Total :	13.771.960	541.125.510	527.353.550

Par tranches d'altitude, on a les chiffres suivants en millions de m3 de glace:

	Mer Glace	Tacul	Lesch	Talef	Geant	Valle Blanche	Péria	Mont Mallet	Sérac G.	Enver Plan	Total
15/1800	26										26
18/2100	59										59
21/2400	21	39	45								105
24/2700		7	22	20		1	4	6	6	3	63
27/3000			15	45	18	9	8		1	3	99
30/3300			8	20	40	5	6	0.3		1	80
33/3600			1	3	31	18	3	1.3		0.6	58
36/3900			0.4		4	1.6	1.8	1.3			9
39/4200					2	0.3					2
42/4500					0.2						

Les pertes sont énormes, la moitié au-dessous de 2700 m. et plus d'un tiers entre 2700 m. et 3300 m.; elles correspondent en moyenne annuelle à 40.5 millions de m3 de glace, soit en prenant une densité moyenne de 0.9 à un volume d'eau de 36.5 millions de m3. Sur une surface moyenne de 43 km2 (44.09 km2 en 1939 et 41.8 km2 en 1952) on a une perte annuelle d'une lame d'eau de 860 mm.Pendant ces mêmes 13 années, le glacier d'Aletsch, selon les calculs obligeamment prêtes par P.KASSER, a perdu une lame annuelle de 700 mm. Des facteurs morphologiques et climatiques expliquent cette différence, comme nous le verrons plus loin en étudiant les bilans de la Mer de Glace.

Des variations de niveau plus brutales encore ont été observées sur la Mer de Glace, et rapportées par L.LLIBOUTRY, M.VALLON et R.VIVET (1962). La comparaison des stéréominutes de la restitution photographique de 1958 avec les cotes relevées en août 1960, a révélé une baisse de niveau dans le glacier du Tacul de 12 à 20 mètres, dans le chaos de séracs, de 20 m. et surtout en bas du chaos de séracs du Géant, une baisse de 50 à 60 mètres. La fusion en ce point ne peut expliquer une telle dénivellation. Il faut plutôt y voir un arrêt ou un ralentissement de l'écoulement de la glace dans le Chaos, alors que plus bas, le glacier du Tacul continuait son mouvement vers l'aval. Peut-être est-ce l'oeuvre de la décennie catastrophique 1941-1951, pendant la quelle la glace a été si amputée par la fusion, et la sécheresse diminuant l'accumulation, que les apports de glace d'amont n'arrivent pas à compenser l'ablation. Il aura fallu entre 10 et 20 ans pour que cette pénurie se fasse sentir, et ceci correspond bien aux vitesses observées dans cette partie du glacier.

M. OSCILLATIONS DES FRONTS DES GLACIERS

Le glacier réagit enfin aux influences climatiques par des mouvements de son front qui avance ou recule. Avec lui, la source visible de son émissaire change d'altitude. On connait des fleuves qui changent d'embouchure : il n'est pas fréquent de voir des rivières à source vagabonde, or c'est bien le cas pour les rivières glaciaires. Les fronts des glaciers alpins ont remonté au siècle dernier, parfois de plusieurs centaines de mètres : ainsi le Rhône avait sa source à 1770 m; d'altitude en 1874 tout près du village de Gletsch; par suite du recul considérable du front du glacier, le Rhône sort du portail vers 2060 m. en 1961. Ce mouvement de longue durée est général, mais parait sinon se renverser, du moins s'affaiblir depuis 1950. Nous aurons l'occasion d'en reparler au chapitre XIV.

Il est malaisé d'expliquer les avances et les reculs annuels. De deux glaciers voisins, l'un avance et l'autre recule. En 1970, l'avancée du front des Bossons et du Trient est manifeste, alors que leurs voisins reculent encore.

Il serait logique qu'à un bilan positif corresponde uneavancée du front et qu'à un bilan négatif un recul se manifeste. Ce n'est pas si simple; un

glacier peut répondre à une suralimentation par un gonflement de ses zones moyennes plutôt que par un allongement de son front; il peut faire varier sa longueur, sa largeur ou son épaisseur. La Mer de Glace entre 1952 et 1958 a regagné au-dessus de 2500 m. le volume qu'elle y avait perdu depuis 1939, alors que sa langue a encore perdu de sa substance. A cela peuvent s'ajouter des accidents dûs au relief, tels que chute de morceaux de langue suspendue au-dessus d'un à pic, sans rapport avec le bilan.

Les glaciologues suisses ont remarqué des corrélations entre les variations des fronts des glaciers et des variations d'ordre morphologique :

-P.KASSER (1969) établit pour l'année 1967/78 une relation entre les variations de longueur de 105 glaciers suisses, et la pente. Les glaciers en crue sont ceux dont la pente est la plus forte, au dessus de 33 %. Les glaciers en décrue sont plus nombreux parmi ceux dont la pente n'excède pas 30 %.

-Il y a une relation avec la surface totale du glacier : les plus petits glaciers sont en crue alors que les plus grands sont encore en décrue.

Un petit glacier en pente forte réagit donc plus vite qu'un grand glacier de pente faible. Il y a de plus d'autres facteurs qui entrent en jeu, tels que les conditions que le lit offre à l'écoulement de la glace , et la distribution des surfaces en altitude.

Parmi les facteurs climatiques, on a relevé les observations suivantes :

-Le rôle de l'exposition a été mis en lumière par P.KASSER et M.VANNI. Sur les 35 glaciers suisses en crue en 1967/68, 27 sont exposés au N.E., N. et N.W., 3 à l'ouest et 4 à l'est, 1 seulement au S.E. et aucun au sud ou S.W.

-R.VIVIAN (1971) a employé la méthodes des corrélations multiples et a établi une relation entre les variations linéaires du front de la Mer de Glace de 1917 à 1966 avec les précipitations de l'hiver précédent la mesure (octobre à mai), les températures de juin-juillet et août à Gd St Bernard, ainsi que la position du glacier de l'année précédente. La température de juin semble jouer un rôle nettement plus fort que celle de juillet ou surtout d'août. Ce sont donc les conditions climatiques récentes qui sont les éléments les plus déterminants et le temps de réponse des glaciers serait bref.

-R.GRARD(1971) a employé la même méthode sur le glacier d'Argentière où il semble que les températures déterminantes sont celles de juillet et août.

Il semblerait selon l'avis de SHUMSKYI (1955) qu'il faudrait passer par le bilan en un point : car il y aurait deux corrélations, l'une entre les conditions météorologiques et le bilan , et l'autre entre le bilan et les variations du front. Il semblerait aussi (L.LLIBOUTRY 1965) que le rôle des températures estivales est essentiel pour expliquer les crues et les décrues glaciaires de longue durée et leur retrait récent. En revanche, le rôle des précipitations et de l'accumulation neigeuse serait primordial lors des paroxysmes brefs des glaciers alpins.

Les relevés des altitudes des fronts des glaciers en Haute- Arve , effectués par le Service des Eaux et Forêts depuis 1941, montrent les points suivants :

-le glacier d'Argentière et la Mer de Glace n'ont cessé de reculer, or nous avons vu que ces deux glaciers sont très menacés en année chaude et sèche. Néanmoins depuis 1968, le glacier d'Argentière se regonfle, notamment dans les séracs du Lognan, où la boutonnière a disparu.

-les fronts des Bossons et de Taconnaz ont le plus avancé depuis 1952. Le front des Bossons a eu une avancée spectaculaire en automne 1970, observée par P.VEYRET (1971) et maintenue en 1971 et 1972. Or ce sont les moins éprouvés en période chaude.

-Bionnassay, qui est assez près de son point d'équilibre, n'a reculé que de 5 m. en 10 ans.

-Le Tour aurait dû reculer, car il doit être affecté par les étés chauds; or son front a avancé de 41 m. de 1952 à 1962. Mais il a eu par accident en 1949 une perte de substance si forte qu'il doit être occupé à retrouver son équilibre en reformant sa langue perdue.

Il est difficile d'en dire davantage. Mais il est manifeste que l'étagement des glaciers et des bassins détermine, conjointement avec les facteurs climatiques, les variations des fronts des glaciers. On peut prédire sans grand risque d'erreur que, si l'on enregistrait une avancée régulière des fronts de la Mer de Glace et d'Argentière pendant plusieurs années, cette avancée aurait été précédée et accompagnée d'une crue spectaculaire du front des Bossons qui descendrait très bas dans la vallée.

En conclusion de cette première partie, l'altitude et les basses températures qui l'accompagnent, ont sur le cycle de l'eau une influence perturbatrice à bien des égards. Il s'ensuit une série de réactions en chaine ; non seulement le cycle biologique est totalement interrompu, mais d'autres conséquences en découlent. Pour l'hydrologue, le fait essentiel est le retard apporté au cycle de l'eau. Ce retard peut être de quelques heures, de quelques semaines, ou de plusieurs centaines d'années ; il va donner aux rivières glaciaires des caractères très particuliers que nous allons étudier dans la deuxième partie de ctte étude.

D E U X I E M E P A R T I E

LE REGIME GLACIAIRE

CHAPITRE VIII

L'EQUIPEMENT HYDROLOGIQUE DES BASSINS GLACIAIRES

Les grands travaux d'exploitation de la houille blanche dans l'arc alpin pendant ces dernières décennies, ont réclamé des observations préalables de tous ordres. On a en particulier installé des stations de jaugeages qui permettent une meilleure étude des débits des rivières glaciaires. Avant d'établir la liste des stations qui nous seront utiles pour ce travail, avec leurs caractéristiques, il convient d'aborder brièvement un sujet de technique hydrologique. Comment se font les mesures de débits ?

I. TECHNIQUE DES MESURES EN HYDROLOGIE :

La première mesure, et la plus simple, s'applique au niveau de la rivière : sur une échelle graduée, on lit la hauteur de l'eau par rapport à un niveau constant qui est le 0 de l'échelle. Les stations sont généralement pourvues de limnigraphes dont la rotation est de 1 ou 2 semaines, et qui enregistrent pendant ce temps les hauteurs successives des cours d'eau.

Le problème qui se pose alors est d'établir la relation hauteur - débit, ce qui est plus facile si la station est équipée d'un seuil ou d'un radier. On établit pour chaque station, par une série de jaugeages, une courbe de tarage ; mais une crue peut modifier le seuil et par conséquent la section mouillée, d'autant plus souvent que ces rivières rapides charrient sables et graviers. I l faut donc faire des jaugeages fréquents pour vérifier ces courbes.

La Region d'Equipement Hydraulique (REH) d'Alpes Nord, d'Electricité de France, a fait pour la seule année 1969, 592 jaugeages pour contrôler le tarage des 44 stations qu'elle exploite.

La crue du 4 août 1966, générale sur tout le bassin de la Haute Arve, a modifié tous les seuils et a exigé de nouvelles courbes de tarage. Au Pont du Buet, sur l'Eau de Bérard, 17 jaugeages ont fait apparaitre un changement de la courbe de tarage à l'automne; sur l'Arveyron de la Mer de Glace, 19 jaugeages ont fait apparaitre une courbe différente de celle de l'année précédente par suite de l'usure du radier.

Les jaugeages sont presqu'exclusivement effectués par la méthode chimique dans la région Alpes Nord. Le jaugeage par dilution est particulièrement adapté aux torrents de montagne dont l'agitation favorise le mélange chimique. En 1969, sur 592 jaugeages effectués, 571 l'ont été par dilution, et 18 au moulinet.

Le procédé est le suivant :" On injecte à débit constant q dans la rivière de débit Q une solution concentrée à la concentration C1 de bichromate de soude pendant un temps suffisamment long pour obtenir au lieu du prélèvement un palier de concentration C2 d'une durée de 15 minutes environ pour le mettre aisément en évidence à partir d'une quinzaine de prélèvements.

$$Q = q \frac{C1}{C2}$$

L'analyse colorimétrique permet de déterminer le rapport $\frac{C1}{C2}$ sans connaitre les concentrations C1 ni C2, en comparant les échantillons prélevés (C2) à des dilutions témoins préparées en laboratoire avec l'eau de la rivière à partir de la solution injectée (C1)." (H.ANDRE, Possibilités de mesure du débit des rivières en 1966. Mélanges PARDE, Grenoble 1968. pp.79-86).

L'eau des cours d'eau glaciaires, chargée de matières en suspension, apporte une difficulté supplémentaire que l'on résoud par filtration sous vide.

Grâce à la méthode chimique, la précision des jaugeages s'est appréciablement améliorée. Les conditions locales des stations de jaugeage sur ces rivières empêchent néanmoins d'obtenir des précisions supérieures à 3 ou 4 %. Il faut retenir ce chiffre pour l'appréciation des calculs ultérieurs.

Une amélioration d'un autre ordre concerne l'information rapide sur l'évolution des débits : le "limniphone", appareil relié au réseau des P.T.T. énonce en clair son indicatif et la cote actuelle de la rivière sur laquelle il est placé.

Enfin ces dernières années, une nouvelle ère commence, celle de l'ordinateur. Au niveau de la mesure, l'ordinateur trouve un domaine d'utilisation en hydrologie :

"La Division Technique Générale (E.D.F.) de Grenoble assure le dépouillement par l'ordinateur, des indications de chaque verticale grâce à

un programme très développé prenant en compte tous les cas possibles sans aucune simplification. La précision est maximale et le gain de temps considérable, si bien que la tendance à la multiplication des jaugeages chimiques s'atténue et même se renverse en faveur des jaugeages au moulinet puisque l'on a des résultats plus rapides, plus fréquents avec vérification de la courbe de tarage. Le barême hauteur-débit, ainsi tenu à jour avec précision, est introduit dans la mémoire de l'ordinateur...

Au niveau de l'analyse, les calculs classiques de moyennes, d'écarts-types et de fréquence, qui sont fastidieux, deviennent un jeu avec la machine...

Enfin au niveau de la publication des résultats, les annuaires de la D.T.G., de la Société Hydrotechnique de France, le futur annuaire national, sont et seront de plus en plus préparés directement par l'ordinateur." (J.de BEAUREGARD, Ordinateur et Hydrologie, Bull. de l'A.G.F. n°389-390, mai-juin 1971, pp.315-318).

II. LES STATIONS DE JAUGEAGE DES RIVIERES GLACIAIRES:

Les tableaux n° 23 à 25 comportent les indications relatives aux stations de jaugeage de l'arc alpin.

1° En France, c'est Electricité de France qui, depuis sa création au lendemain de la deuxième guerre mondiale, mesure les débits de nombreuses rivières de France, avec le contrôle de plus de la moitié des stations et la densité d'une station pour 400 km2 dans les zones d'altitude. Un tiers relève de la Direction de l'Equipement qui les a installées en vue de ses futurs aménagements en grande majorité dans les régions de montagne (pour nos bassins glaciaires, REH Alpes Nord). Les rivières déjà exploitées dépendent de la Direction de la Production Hydraulique (GRPH etDTG). Trois stations dépendent de la 6ème circonscription électrique (Ministère de l'Industrie) : l'Arve au pont des Favrands(Chamonix), l'Isère à Val d'Isère-Laisinants et l'Isère à Moutiers (de BEAUREGARD 1968).

Au 1er janvier 1966, E.D.F. avait en service sur les cours d'eau de la haute montagne alpine, les stations suivantes :

Bassin du Trient:	1
Bassin de l'Arve:	26
Bassin de la Hte Isère:	37
Bassin de l'Arc:	33
Bassin du Drac:	27
Bassin de la Hte Durance:	5

Les débits sont consignés dans l'Annuaire Hydrologique de la France, publié par la Société Hydrotechnique de France depuis 1939 .Les débits quotidiens n'y sont donnés que pour deux stations fondamentales de type glaciaire, l'Avérole et l'Isère à Val d'Isère, avec les courbes de fréquence et les courbes de débits classés. Les débits mensuels en m3/s et en l/s/km2 sont donnés pour les autres stations. La Region d'Equipement Hydraulique Alpes Nord à Chambéry, publie chaque année depuis 1961, un annuaire hydrométrique où l'on

Tableau n°23. STATIONS HYDROLOGIQUES DE L'ARC ALPIN

I. FRANCE

Rivière	Station	Aménagemt	Appareil	Alt. échelle	S.BV km2	Durée: ans	Organisme exploitant
Bassin du Trient							
Eau de Bérard	Pt du Buet	néant	Lim.Ott	1330	21.6	14	REH
Bassin de l'Arve:							
Le Tour	Le Tour	rectifié	L.Ott	1475	11.6	8(été)	REH
Arveyron d'Argentière	Passerelle	radier	L.Ott	1400	31.6	16(été)	REH
Arve	Pt de la Joux	néant	L.Ott	1175	75.8	15	REH
Arveyron d' Argentière	Rognon..	galerie-radier	L.Ott	2123	25	2	REH
Arve	Pt des Nants	néant	L.Ott	1042	96.3	3	REH
Arveyron Mer de Glace	Bois du Bouchet	radier	L.Ott	1059	77.98	22	REH
Arve	Pt Favrands	naturelle		1011	205	9	6ème C E
Bionnassay	Les Thoilles	naturelle	L.Ott	1070	18.75	10	REH puis DTG
TRé-la Tête	La Laya	débit reconstitué		1420	20.9	10	DTG
Arve	Chavants	galerie	L.Ott	592	258	8	DTG
Arve	Arthaz	usine	L.Ott	410	1664	10	DTG
Bassin de l'Isère :							
Isère	Val d'Isère	naturelle	L.Ott	1830	46	20	6ème C.E.
Doron de Champagny	Champ.le Ht	seuil	L.Bar	1460	73.5	22	REH
Isère	Moutiers		L.Ott	471	907	49	6ème C.E.
Bassin de l'Arc:							
Arc	Bonneval	néant	L.Ott	1798	81.2	10	REH puis DTG
Avérole	Avérole	néant	L.Ott	1950	45.4	20	REH puis DTG
Bassin du Drac :							
Abéous	La Grave	seuil	télé.	1425	10	4	REH
Romanche	Plan l'Alpe	seuil	L.Ott	1963	48	20	DTG
Vénéon	Les Etages	néant	L.Ott	1579	103	16	DTG
Diable	St Christ.	néant	L.Ott	1464	27.4	5	DTG

Tableau n° 24. STATIONS HYDROLOGIQUES DE L'ARC ALPIN

II. SUISSE

Rivière	Station	Alt.Zéro échelle	Surface B.V. km2	Durée mesures ans
Bassin de l'Aare				
Weisse Lütschine	Zweilütschinen	650	164	38
Kander	Gasterntal	1470	40.7	21
Trübbach	Räzliberg	1430	19.5	19
Simme	Oberried	1096	35.7	27
Bassin du Rhône				
Massa	Blatten bei Naters	1448	195	46
MatterVisp	Zermatt	1590	228	11
	+ 18 stations Dixence dont:			
Z'mutt	Stafel		35.2	7
	Furgg+OberTheodul		12.6	8
	Trift		11.2	8
SaaserVisp	Zermeiggern	1727	65	43
Vispa	Visp	659	778	43
Lonza	Blatten	1520	77.8	15
Borgne	16 stations Dixence dont:			
	Haut d'Arolla		12.9	8
	Ferpècle		34.3	6
Drance de Ferret	Branche d'en Haut	1345	66.8	15
Reuse de Saleinaz	Saleina d'Orsières	1330	24	15
Trient	Trient	1273	29	15
Arve	Genève-Carouge	372	1983	36
Rhône	Gletsch	1761	38.9	15
Rhône	Reckingen	1310	233	21
Rhône	Brig	667	913	6
Rhône	Sion	484	3349	55
Rhône	Branson	457	3728	30
Rhône	Porte du Scex	377	5220	66

Tableau n°25 III. ITALIE

Dora di Courmayeur	Pré St Didier	995	219	10
Rutor	Promise	1483	50	29
Savara	Eau Rousse	1650	82	16
Grand Eyvia	Cretaz	1450	179	8
Doire Baltée	Aoste	552	1840	16
Evançon	Champoluc	1550	101	10
Lys	D'Ejola	1840	30	12
Lys	Gressoney St Jean	1397	90	18

trouve les débits quotidiens et les débits mensuels depuis le début des observations, pour les rivières qu'elle exploite. On y trouve également quelques courbes de débits classés, un résumé des caractéristiques hydrométéorologiques de l'année et un tableau des crues. Quant au Service de la Production Hydraulique à Grenoble, il publie chaque année les "Débits des aménagements hydroélectriques". On y trouve 17 schémas d'aménagement hydraulique et les relevés des débits de 135 rivières. Enfin les stations de jaugeage exploitées par les circonscriptions électriques ont leurs relevés journaliers et mensuels publiés par l'Annuaire de la Direction du Gaz et de l'Electricité du Ministère du Développement industriel et scientifique.

2°/ En Suisse, les débits sont consignés dans l'Annuaire Hydrographique de la Suisse, publié par l'Office fédéral de l'Economie Hydraulique depuis 1917. On y trouve les débits quotidiens de l'année, les moyennes mensuelles de la période d'observation, ainsi que la durée des débits atteints ou dépassés. Un article résume les caractères hydrologiques et météorologiques de l'année.

Depuis 1966, la Société Grande Dixence a mis en route un grand programme d'observations hydrologiques dans les hauts bassins valaisans qu'elle exploite. Dans 34 bassins, des limnigraphes mesurent les hauteurs d'eau passant par un déversoir à lame mince, dont la courbe des débits est tirée de la formule SIA, normes de la Société suisse des ingénieurs. Les mesures enregistrées toutes les demi-heures sont immédiatement retransmises à Sion et traitées par ordinateur.

3°/ En Italie, les "Annali Idrologici" sont publiés par l'Office hydrographique du Pô. La première partie contient les observations météorologiques, la deuxième les débits. Le volume de la région de Parme contient les données relatives au bassin de la Doire Baltée : on y trouve les débits quotidiens, les moyennes mensuelles de la période d'observation, les courbes de tarage et les chiffres de fréquence. On ne peut que déplorer que le petit nombre de rivières glaciaires qui y figurent.

La cinquantaine de rivières choisies donnent une série impressionnante de chiffres qui expriment les débits quotidiens pendant de nombreuses années. Comment utiliser cet amas d'informations ?

La répartition d'un phénomène dans l'espace est l'objet même de la géographie, et la comparaison est la base de sa méthode. Or la comparaison s'avère tout de suite difficile à mener à bien et nous oblige à abandonner quelques-unes de ces stations.

Il importe en effet que les stations n'enregistrent que des débits naturels, non influencés. Or, à mesure que les travaux d'exploitation progressent, un certain nombre de rivières ont leurs débits rendus artificiels par les prises d'eau, les déversements, les barrages et les mises en réserve.

Ainsi en France, les stations des Chavants et d'Arthaz sur l'Arve subissent l'influence d'un petit barrage à la sortie de la vallée de Chamonix. En Vanoise, l'Arc à Bonneval est influencé depuis 1958, l'Avérole depuis 1967. En Pelvoux, l'Abéous et le Diable n'ont été mesurés que pendant une courte période.

En Suisse, les travaux de Grande Dixence ont transformé les débits de toutes les rivières glaciaires des Pennines : il nous reste des données sur la MatterVisp jusqu'en 1959, la SaaserVisp jusqu'en 1965. Par contre, elle a créé de nouvelles stations, plus en amont donc plus près des glaciers : ces stations enregistrent des débits plus purement glaciaires, mais seulement de juin à octobre.

Pour l'Italie, le problème est autre : les gros volumes publiés par l'Office hydrographique du Pô sont difficilement trouvables en France.

On comprendra aisément que les rivières comparables soient assez réduites en nombre. Il reste surtout la Haute Arve en France et les bassins des Alpes Bernoises. Certaines de ces rivières ont tant de traits communs qu'il est tentant de les comparer :

-le Rhône à Gletsch et l'Arveyron d'Argentière drainent des bassins de forme simple, de dimensions voisines et d'englacement presqu'égal.

-l'Arve au Pont de la Joux et la Lonza à Blatten ont des bassins de même étendue et de même orientation, dont l'englacement est peu différent.

Mais il ne faut pas oublier que l'éloignement de ces deux massifs, quoique ne dépassant pas 100 km, est suffisant pour créer des conditions climatiques si différentes, surtout en ce qui concerne les précipitations, que les comparaisons s'avèrent le plus souvent vaines. Elles seront plus sûres et plus fructueuses en s'appliquant à des glaciers voisins, tels que le trio Tour-Trient-Saleinaz, trois glaciers aux bassins contigus et d'orientation et d'englacement très différents ; on peut y joindre les deux plus proches, le glacier de l'A Neuve, drainé par la Dranse de Ferret, et celui d'Argentière, nettement plus étendu.

Selon les cas et les aspects étudiés, il s'offre au chercheur un nombre et une variété suffisants de glaciers et d'émissaires pour mener à bien sa tâche.

Quant à l'ordre du travail, il nous a paru sage d'appliquer les conseils de H. GAUSSEN sur la marche à suivre pour avancer dans la connaissance d'un phénomène. Il faut d'abord se faire une idée de l'ordre de grandeur du phénomène, et éliminer tout ce qui est condition particulière au moment de

l'observation : c'est le moment des moyennes. Lorsqu'on connait assez bien le phénomène pour suivre sa marche générale, il devient intéressant d'étudier les cas particuliers et les raisons qui les écartent du cas général.

Nous commencerons donc par l'élément le plus général : le module, ou débit moyen annuel, exprime l'abondance moyenne et nous chercherons ce que cette première approche peut nous apprendre.

Puis les moyennes mensuelles nous feront connaitre les variations saisonnières, deuxième élément, plus significatif que le précédent,pour la connaissance du régime.

Alors le moment sera venu de descendre dans le détail des cas particuliers et nous étudierons les oscillations journalières et les épisodes des crues. Nous tenterons de faire l'analyse de certaines de ces pulsations et de ces crues pour pouvoir avec plus de sécurité aborder l'analyse des débits moyens mensuels eux-mêmes.

On essaiera ensuite de situer dans le temps les vicissitudes que les cours d'eau glaciaires ont subies et pourront subir encore du fait des variations des glaciers et, au delà, du fait des variations climatiques. Enfin, pour terminer un bref chapitre traitera des phénomènes accidentels qui surviennent aux cours d'eau glaciaires.

CHAPITRE IX

L'ABONDANCE MOYENNE

L'abondance moyenne s'exprime par le module, ou débit moyen annuel.

Le module peut s'exprimer en m3/sec : c'est le module absolu. Il peut se définir en litres à la seconde et par km2 de la surface réceptrice à l'amont de la station : c'est alors le module spécifique. L'Arve, au Pont de la Joux, a un module absolu de 4.60 m3/sec et un module spécifique de 60.69 l/s/km2, pendant la période 1956-1970. Les débits spécifiques permettent de comparer les régimes des différentes stations. On peut encore calculer l'indice d'écoulement, ou hauteur d'eau écoulée pendant 1 an et supposée répartie également sur tout le bassin : on aura la lame d'eau en mm. L'Arve au Pont de la Joux a écoulé sur tout son bassin pendant la même période une lame d'eau de 1929 mm.

Les tableaux n°26 à 28 rassemblent pour les rivières glaciaires de l'arc alpin, les données suivantes : surfaces des bassins versants avec le taux de glaciation et l'altitude moyenne du bassin, le module absolu, le module spécifique et la lame d'eau écoulée, pour la période correspondant aux observations.

I. LE MODULE

Le module absolu augmente en même temps que la surface réceptrice, puisqu'il grossit des affluents qu'il reçoit; c'est la règle générale, sauf pour les rivières se perdant dans des régions désertiques. Or, pour saisir le régime glaciaire dans sa plus grande pureté, les stations choisies se trouvent toutes le plus près possible des glaciers et n'ont donc ni bassin étendu, ni forte abondance moyenne en valeur absolue. On trouve les valeurs suivantes :

Tableau n° 26. MODULES DES COURS D'EAU GLACIAIRES

I. FRANCE

Station	Surface B.V.	Taux glac.	alt. moy.	Module	Module spécif.	Lame	Période
	km2	%	m.	m3/s	l/s/km2	mm	
Eau de Bérard	21.6	8	2318	1.33	61.5	1951	1957-70
Le Tour	11.6	70	2794	(débits d'été seulement)			1961-67
Arveyron Argentière	31.6	52	2860	2.38	75	2395	1955-62 puis l'été.
id. au Rognon	25	68		1.82	72	2270	1970-71
Arve-Joux	75.8	33		4.6	60.69	1923	1956-71
Arve -Nants	96.3	29		6.2	64	2019	1966-68
Arveyron Mer de Glace	77.98	51	2780	5.16	66.17	2103	1950-71
Arve-Favrands	205	33		13.5	66	2090	1961-68
Bionnassay	18.75	24	2265	0.94	50	1590	1960-70
Tré-la-Tête	20.9	42	2890	1.53	73	2303	1958-67
Arve- Chavants	258	32		15.5	60	1893	1965-70
Arve- Arthaz	1664	(6)		75.5	45	1430	1961-70
Isère à Val d'Isère	46	17	2695	1.82	39.6	1250	1951-70
Isère à Moutiers	907	4		29.3	32	1017	1921-69
Doron de Champagny	77.2	16		3.52	45.6	1403	1949-71
Arc à Bonneval	81	29	2754	3.61	44	1400	1948-58
Avérole	45.4	26	2900	2	44	1395	1948-67
Abéous à la Grave	10	38		0.45	44	1407	1963-66
Romanche Plan l'Alpe	43	(16)		1.62	37.7	1190	1951-70
Vénéon aux Etages	103	(15)		5.05	49	1550	1956-70
Diable à St Christophe	27.4	17		1.2	43.8	1381	1964-69

Tableau n° 27. II. ITALIE

Doire Baltée Courmayeur	219	19	2450	11.3	51	1626	1938-49
Rutor à Promise	50	23	2616	2.61	50	1653	1931-66
Savara à Eau Rousse	82	10	2710	2.77	33	1069	1944-62
Grand Eyvia à Cretaz	179	11	2608	6.29	34	1109	1943-54
Doire Baltée à Aoste	552	8	2270	52.4	28	898	1935-55
Evançon	101	13	2648	3.2	32	1003	1948-58
Lys à D'Ejola	30	47	3112	1.6	55	1489	1930-50
Lys à Gressoney	90	17	2615	3.9	44	1405	1926-50

Tableau n° 28. MODULES DES COURS D'EAU GLACIAIRES

III. SUISSE

Station	Surface B.V.	Taux glaciat.	Alt. moy.	Module	Module spécif.	Lame	Période
	km2	%	m.	m3/s	l/s/km2	mm	
Weisse Lütschine à Zw.	164	20.8	2170	7.79	47.5	1498	1933-70
Kander à Gasterntal	40.7	43.5	2600	2.12	52.1	1643	1950-70
Trübbach à Räzliberg	19.5	58.5	2610	0.59			1952-70
Simme à Oberried	35.7	38.2	2370	2.08			1944-70
Massa à Blatten b.Nater	195	66.6	2945	13.2	67.7	2135	1923-70
MatterVisp à Zermatt	228	57	3000	10.7	47	1489	1950-60
SaaserVisp à Zermeig.	65	41	2850	3.34	51	1613	1922-65
Vispa à Visp	778	33	2660	26.7	35	1113	1922-64
Zmutt Stafel	35.2	55.3	)				1967-70
Furgg+OberTheodul	12.6	80.8	)	l'été seulement			1966-70
Trift	11.2	52.8	)				1966-70
Lonza à Blatten	77.8	40.6	2630	4.49	57.7	1820	1956-70
Turtmänna(Tourtemagne)	31	56	3040	1.15	37	1176	1954-58
Haut d'Arolla	12.9	55.4	)	l'été seulement			1966-70
Ferpècle	34.3	63.9	)				1968-70
Dranse de Ferret	66.8	12.3	2340	3.25	48.7	1536	1956-70
Reuse de Saleina à Ors.	24	49.9	2750	1.32	55	1735	1956-70
Trient à Trient	29.1	34.2	2370	1.53	52.6	1659	1956-70
Arve à Genève-Carouge	1983	6.1	1400	80			1935-70
Rhône à Gletsch	38.9	56.4	2719	2.58	66.3	2091	1956-70
Rhône à Reckingen	233	19.6	2310	11.9	51.8	1634	1950-70
Rhône à Brig	913	27.1	2370	41	50	1582	1916-65
Rhône à Sion	3349	20.7	2310	116			1916-70
Rhône à Branson	3728	19.7	2250	129			1941-70
Rhône à Porte du Scex	5220	16.2	2130	180			1935-70

Pour des bassins versants de 200 km2 environ :

-MatterVisp à Zermatt	228 km2	10.7 m3/sec
-Massa à Blatten b.N.	195 km2	13.2 -

Pour des surfaces réceptrices de 70 à 80 km2 :

-Arveyron de la Mer de G.	77.98 km2	5.23 m3/sec
-Lonza à Blatten	77.8 -	4.49 -
-Doron de Champagny	73.5 -	3.52 -

Pour des surfaces de 30 à 40 km2:

-Rhône à Gletsch	38.9 km2	2.58 m3/sec
-Argentière	31.6 -	2.38 -
-Trient	29 -	1.53 -

Si nous comparons ces chiffres avec les modules de rivières de moyenne altitude, nous voyons que pour des surfaces d'environ 200 km2, on

trouve des modules nettement moins forts: 3.23 m3/s pour le Tech (236 km2), 4.51 m3/s pour la Creuse à Felletin (193 km2) et 3.99 m3/s pour la Suze à Sonceboz dans la plaine suisse (195 km2). LA Murg à Wängi (canton de Thurgovie) pour un bassin de 78 km2 a un module de 1,71 m3/sec. Qunat au Gardon d'Alès, avec un bassin de 30 km2 il a un module de 0,78 m3/s.

L'abondance moyenne, dans cette région de montagnes bien arrosées, s'exprime donc par des valeurs confortables.

Mais c'est le module spécifique qui permet le mieux de comparer nos rivières. Les bassins montagneux, grâce à leurs températures basses et leurs précipitations copieuses, possèdent des modules spécifiques élevés. Pour l'apprécier, il faut se rappeler que la Seine à Paris écoule 6.1 l/s/km2, la Loire à Orléans 11.4 l/s/km2. Dès que le bassin comporte des montagnes, les débits spécifiques s'élèvent : la Garonne à Mas d'Agenais a un débit de 16.5 l/s/km2 et le Rhône au Teil 25.3 l/s/km2.

Un module spécifique de 40 l/s/km2 est atteint par les rivières alpines dont les bassins sont peu élevés et assez protégés :

-La Romanche au Chambon	38	l/s/km2
-l'Avérole à Avérole	44	-
-l'Arc à Bonneval	44	-
-la Dranse de Ferret	48	-

A mesure que l'altitude moyenne augmente et que l'exposition aux vents pluvieux s'améliore, le chiffre croit :

-la Doire Baltée à Courmayeur	51	l/s/km2
-la Kander à Gasterntal	52	-
-le Rutor à Promise	53	-
-La Lys à D'Ejola	55	-
-la Reuse Saleinaz à Orsières	55	-
-la Lonza à Blatten	58	

Le module atteint les plus hautes valeurs dans les bassins les plus hauts et les mieux exposés aux précipitations :

-l'Eau de Bérard à P.de Buet	61	l/s/km2
-l'Arveyron de la Mer de Glace	67	-
-la Massa	68	-
-l'Arveyron d'Argentière	76.5	-
-le Rhône à Gletsch(avant 1928)	76	-

L'Arveyron de la Mer de Glace a atteint 74 l/s/km2 pour les 6 années 1962-67 et 84 l/s/km2 en 1964. Le maximum observé est le débit de la Massa en 1947 qui a atteint 101 l/s/km2. J.CORBEL (1968) observe que dans les Alpes, aucune des grandes rivières ne dépasse 70 l/s/km2. Quelques-unes de nos petites rivières sont seules à dépasser ce chiffre.

On trouve des chiffres plus élevés encore sur les versants occidentaux de montagnes proches de la mer en zone froide . M.PARDE (1933) cite 188 l/s/km2 sur le Norddalselv (83 km2) en Norvège.

L'Islande offre mieux encore pour de petits bassins (F.GAUDET 1968):

-le Hverfisfljot	106	1/s/km2 pour	4	ans sur 342 km2
-le Skoga	180	-	7	34 -
-le Fossa d'Olafsvik	220	-	7	10 -
-le Fossade Bolingarvik	222	-	10	0.8-

Et en Alaska, la rivière 940 à Deer Lake (20 km2) a eu sur 9 ans un module de 230 1/s/km2. (J.CORBEL 1968).

A mesure que la rivière descend de montagnes très arrosées vers des régions moins hautes et plus abritées, le débit specifique, relevé dans les stations successives, baisse, alors que le module absolu croit :

	Module absolu	Module spécifique
Rhône à Gletsch	2.58 m3/s	66.3 1/s/km2
Rhône à Reckingen	11.9	51.8
Rhône à Brig	41	50
Arve au Pt de la Joux	4.6	60.6
Arve aux Nants	6.2	64
Arve aux Chavants	16	62
Arve à Arthaz	70	42
Arve à Genève-Carouge	80	36
Doire Baltée à Courmay.	11.3	51.5
Doire B. à Tavagnasco	106	32

Variation interannuelle du module :

Il est intéressant de voir les variations du module des rivières glaciaires selon les années; ces rivières, que nous verrons excessives dans leurs variations saisonnières, ont des variations interannuelles très faibles. Le tableau n° 29 en donne quelques exemples : elles dépassent rarement un rapport de 2, alors que ce rapport est de 3 ou 4 pour les rivères à régime nival de montagne, de 8 pour la Seine à Paris et de 25 à 30 pour l'Aveyron.

Une grande régularité se trouve aussi d'une période à l'autre ; nous avons pu relever les chiffres suivants :

Rhône à Gletsch	1894-1903	2.97 m3/s
	1904-1913	2.96
	1920-1928	2.98
	1956-1970	2.58
Rhône à Reckingen	1903-1929	12
	1950-1970	11.9
Massa	1923-28	13.5
	id.et 1931-70	13.2
Rhône à Porte du Scex	1904-1916	170
	1904-1934	177
	1935-1967	180

Tableau n° 29 . RAPPORT DES VALEURS EXTREMES DES MODULES

Rivière	Période (ans)	Maximum m3/s	Année	Minimum m3/s	Année	Rapport
Alpes Bernoises						
Massa	46	20.5	1947	10.3	1965	1.9
Rhône à Gletsch	15	3	1958	2.23	1968	1.3
Lonza	15	5.48	1958	3.97	1956	1.3
Kander	21	2.71	1964	1.80	1969	1.5
Trübbach	16	0.74	1952	0.48	1969	1.5
Simme	24	3.27	1945	1.73	1957	1.8
Weisse Lütschine	38	9.14	1958	6.54	1964	1.3
Rhône Reckingen	21	15.4	1951	9.34	1964	1.6
Rhône à Brig	41	50	1945	34.6	1954	1.4
Rhône à Sion	55	145	1920	89	1964	1.6
Rhône à Branson	30	155	1945	107	1954	1.4
Rhône à Porte du Scex	36	214	1945	140	1964	1.5
Alpes Pennines						
MatterVisp à Zermatt	10	14.4	1950	8.84	1954	1.6
SaaserVisp à Zermeig.	39	4.23	1928	2.53	1955	1.6
Vispa à Visp	38	32.5	1928	22.4	1954	1.4
Türtmann	6	1.31	1958	1.05	1954	1.2
Mont Blanc						
Trient	15	2.03	1970	1.17	1956	1.7
Reuse de Saleinaz	15	1.64	1958	1.06	1969	1.5
Dranse de Ferret	15	3.95	1970	2.59	1957	1.5
Eau de Bérard	14	1.73	1970	0.86	1959	2
Arveyron d'Argentière	8	2.62	1962	2.08	1959	1.2
Arve Pont de la Joux	15	5.95	1963	3.56	1969	1.6
Arveyron Mer de Glace	20	6.56	1964	4.17	1969	1.5
Bionnassay	7	0.96	1963	0.75	1964	1.2
Alpes Graies						
Arc à Bonneval	11	4.28	1953	2.86	1956	1.4
Avérole	20	2.74	1963	1.45	1965	1.8
Isère à Val d'Isère	17	2.25	1951	1.29	1954	1.7
Doron de Champagny	22	4.76	1970	2.08	1949	2.2
Rutor à Promise	29	3.82	1936	1.98	1965	1.5
Gd Eyvia à Cretaz	8	7.68	1946	5.09	1944	1.5
Pelvoux						
Romanche Plan de l'Alpe	17	1.98	1960	1.27	1965	1.5
Vénéon aux Etages	13	5.7	1960	3.68	1957	1.5

Nous avons vu que la pluviosité est assez constante selon les années; les facteurs thermiques, déterminants pour cette sorte derégime, ne font qu'accentuer cette régularité. Si l'on considère les débits moyens pour des périodes quinquennales, on a pour la Massa, les valeurs suivantes (en lame):

1925/26 à 1929/30	2.285 mm.
1930/31 à 1934/35	2.027
1935/36 à 1939/40	1.909
1940/41 à 1944/45	2.378
1945/46 à 1949/50	2.468
1950/51 à 1954/55	2.086
1955/56 à 1959/60	1.973
1960/61 à 1964/65	1.981
1965/66 à 1969/70	1.898

Par periodes décennales, on a :

1930/40	1968 mm
1940/50	2423
1950/60	2030
1960/70	1940

La moyenne des 49 ans étant de 2096 mm., on voit une tendance nette des débits de la Massa à l'accroissement pendant la décennie 1940 à 1950, precedee et suivie par deux périodes de pénurie croissante. Nous chercherons plus loin (chapitre XIV) dans quelle mesure le recul ou l'avancée des glaciers a une influence sur les débits.

Pour l'instant, nous nous bornerons à chercher s'il y a une relation entre ces variations interannuelles du module et les facteurs climatiques. Le tableau n°30 reproduit les modules spécifiques de chaque annéeentre 1956 et 1970 pour différents cours d'eau; les valeurs maximales et minimales sont soulignées. Considérons les trois plus forts modules de chaque rivière :

-Rivières à fort taux d'englacement (+ de 50 %) :

1964 est cité 4 fois, 1958 et 1959 trois fois et 1967 1 fois. Or 1959, 1964 et 1967 sont des années sèches et chaudes. Au contraire 1958 est une année bien arrosée.

-Rivières à taux d'englacement inférieur à 40 %:

la dispersion est plus forte: Sont citées 1958,1960,1961,1962,1963 1966 et 1970, toutes années humides.

Les modules les plus faibles se trouvent :

-Pour les rivières les plus glaciaires, dans les années froides 1956,1957,1965,1968 et 1969.
-les rivières les moins glaciaires ont leur plus faible module dans les années sèches et chaudes, telles que 1959 et 1964.

Enfin pour les débits de la seule Massa, dont nous avons une longue série, de 1923 à 1970, il s'avère que les 10 modules les plus forts sont ceux de 6 années sèches, 2 années normales , 1 année humide et 1 année très arrosée.

Tableau n° 30. VARIATIONS INTERANNUELLES DES MODULES en l/s/km2

Rivière	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
Massa	55.9	57	72.8	72.3	54	63.4	65.8	63.9	70.3	52.8
Rhône Gletsch	67.6	59.9	77.1	72.5	59.1	69.9	70.4	65.8	72	58.1
Lonza	51	53.6	70.4	59.1	52.2	56.3	64.5	60.3	53.2	51.5
Kander	49	44.5	57.5	53.6	47.2	50.6	64.3	51.4	66.6	47.9
Rhône Reckingen	55.4	43.8	59.2	44.2	51.9	51.5	47.2	49.4	40.1	49.4
Rhône Brig	47.1	42	56.2	46.7	48.3	49	46.2	47.5	42.8	
SaaserVisp à Z	43.9	44.9	55.1	45.1	48.6	51.4	41.7	52		
Trient	40.3	46.7	58.4	48.5	54.6	52.6	52.2	56	47.1	51.9
Saleinaz	32.1	48.3	68.3	61.7	54.2	54.2	53.3	57.5	62.9	47.1
Ferret	46.4	38.8	52.2	43.3	52.8	51.2	46.4	52.5	39.2	47.5
A.Mer de Glace	52	56.3	72	60	63	58.8	69	81	84	59.9
A.Argentière	73.5	80	77	65	79	73.7	82.9	(76)	(77)	
Arve Joux	53	57.1	64	53	56	59.5	64.3	78	59	56.4
Bionnassay					44	48.5	48.5	51	40	49.6
Tré-la-Tête			74	73	66	73	75	74	61	73
Eau de Bérard		53	63	40	70	56	61	69	52	57
Avérole			45	50	49	45.4	39.7	60	41	31.8
D.Champagny	39	37	48	40	45	45	45	53	40	45
Romanche	30	28	37	38	46	40	34.8	38.6	33	29.5

Rivière	1966	1967	1968	1969	1970	1971
Massa	58.5	64.1	52.8	59	66.2	
Rhône Gletsch	63.2	71.5	57.3	61.2	70.7	
Lonza	59.3	67	51.4	52.3	63.5	
Kander	48.4	55	45	44.2	56.5	
Rhône Reckingen	51.9	56.8	49	48.4	55.3	
Rhône Brig						
SaaserVisp						
Trient	57.7	58.8	48.8	47.4	69.8	
Saleinaz	51.3	61.3	45	44.2	61.3	
Ferret	55.1	50.3	50	48.1	59.1	
A.Mer de Glace	80	69	58	53	68	50.6
A.Argentière						
Arve Joux	76	59	55	47	67	59.3
Bionnassay	68.8	45.8	42.6	41	69.5	
Tré-la-Tête	73	82				
Eau de Bérard	73	67	68	50	80	
Avérole	40	33.6		44.2		
D.Champagny	56	46	45	39	61	34.9
Romanche	39	32.5	35.4	33.9	38.4	

En particulier l'année du plus fort module connu sur la Massa 3177 mm en 1946/47 est une année sèche (1813 mm de précipitations alors que la moyenne est 2100 mm). Les 10 modules les plus faibles sont ceux de 5 années très arrosées, 3 assez arrosées, et 2 déficitaires. La figure n°37 représente graphiquement les relations entre précipitations et débits de la Massa : on ne voit aucune orientation se dessiner dans le nuage de points.

On peut donc dire qu'en régle générale, les débits des cours d'eau alpins varient dans le même sens que la température et en sens inverse des précipitations. Mais pour les rivières dont les bassins sont fortement englacés, les gros modules sont dûs autant à de grandes précipitations qu'à de fortes températures. Les années chaudes et sèches gonflent leurs débits alors qu'elles tarissent les autres rivières. Ces années voient les débits se différencier, certaines atteignant des records aussi bien en abondance qu'en pénurie.

1964 est l'année du module le plus fort de l'Arveyron de la Mer de Glace (taux d'englacement 51 %) et de la Kander (43 %), et c'est l'année du module le plus faible sur le Rhône à Rckingen (19 %) et sur le Bionnassay (24 %). De 1964 à 1965, le module de l'Arveyron de la Mer de Glace tombde de 84 à 59.5 l/s/km2, alors que celui de l'Eau de Bérard (8 %) remonte de 52 à 57 l/s/km2.

La figure n°38 montre bien en année sèche et chaude (1964,1959,1967) cette différenciation des modules de trois bassins voisins au nord du massif du Mnnt Blanc, Saleinaz, Trient et Ferret qui ont des englacements respectifs de 50, 29 et 12 %.

Il est nécessaire de pousser plus loin l'analyse car la prise en considération de moyennes annuelles pour des phénomènes climatiques est trop grossière ; les températures de l'été sont plus importantes pour la fusion que celle de l'hiver. Quant aux précipitations, il faut distinguer le rôle de celles d'hiver et d'été.

Nous avons établi pour trois rivières , les deux Arveyrons et la Reuse de Saleinaz, toutes trois aux bassins très englacés et situées dans le massif du Mont Blanc, les graphiques n° 39 et 40 pour chercher à déceler une corrélation entre les débits annuels d'une part et d'autre part, les précipitations d'hiver (octobre à mars), les précipitations d'été (avril à septembre) et les températures des 4 mois de fusion (de juin à septembre) le tout en écarts à la moyenne.

Les nuages de points sont un peu mieux orientés que sur la fig.n° 37. La relation débit-précipitations d'été est nette et inverse. La relation débit-précipitation d'hiver est nette aussi et directe; le module est d'autant plus fort que les précipitations d'hiver sont fortes. L'année 1964, année où le paradoxe des cours d'eau glaciaires est le plus accentué, sort des limites. La comparaison entre les deux Arveyrons est instructive : celui de la Mer de Glace réagit plus intensément que celui d'Argentière ; les débits forts sont plus forts et les débits faibles sont plus faibles : cela confirme ce que nous avions dit déjà, la Mer de Glace est mieux alimentée et mieux drainée.

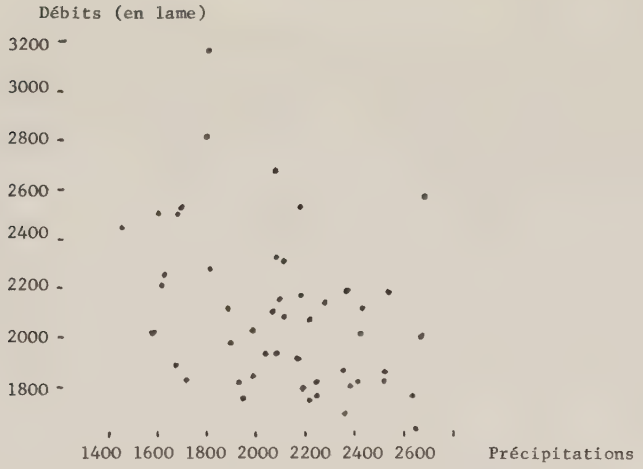


Fig. n° 37 . Corrélations entre les débits annuels de la Massa et les précipitations annuelles à l'altitude moyenne de son bassin.(1922-1971)

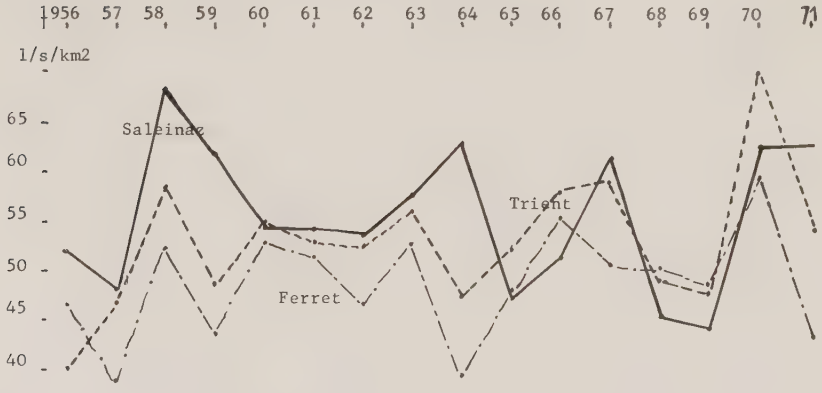


Fig. N° 38 . Modules annuels de trois rivières d'englacement différent :

-Reuse de Saleinaz 50 %
-Trient 34 %
-Dranse de Ferret 12 %

Fig. N° 39. Relations débit annuel et température estivale

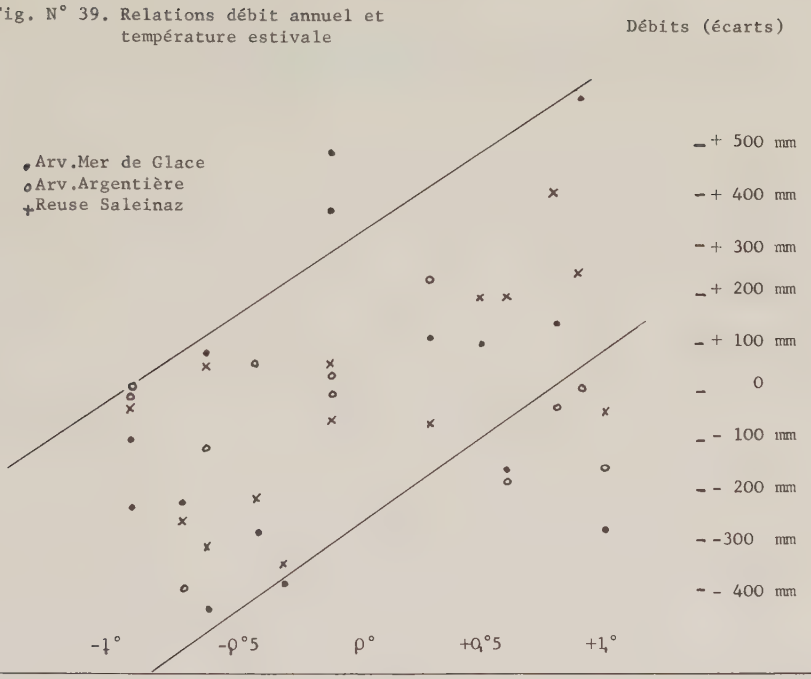
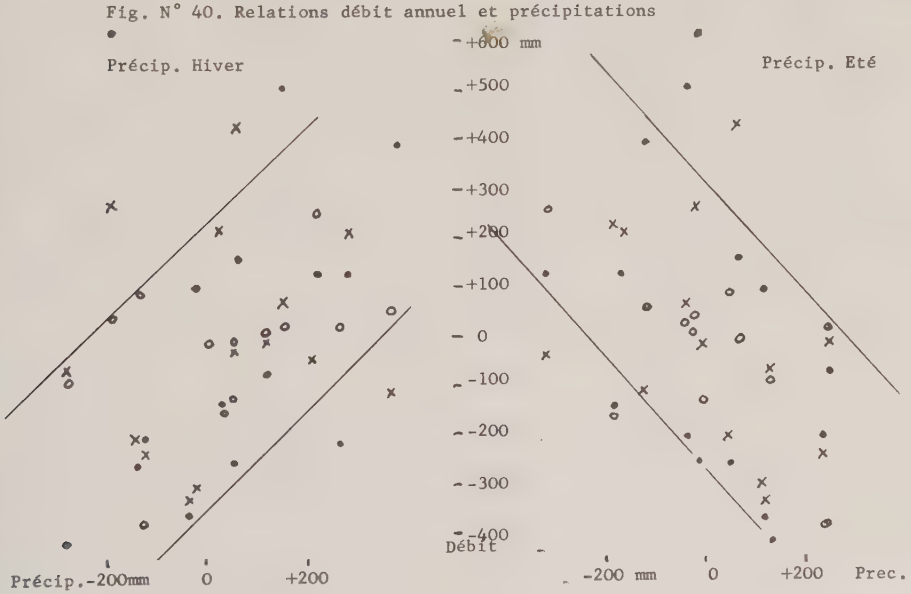


Fig. N° 40. Relations débit annuel et précipitations



La relation débit-température estivale est aussi plus lâche : le module croit bien avec la température, mais la dispersion des points est grande. Ainsi l'année 1961, malgré les hautes températures de fin de saison a un faible débit.

La comparaison du module et des facteurs climatiques ne permet pas de progresser davantage dans notre recherche. Il faudra pénétrer dans le détail des variations saisonnières pour comprendre plus exactement les influences respectives de chaque élément du climat. Auparavant il convient d'examiner la méthode de classement des débits et voir ce qu'elle apporte comme élément nouveau.

II. COURBES DES DEBITS CLASSES ET DEBITS CARACTERISTIQUES.

Peut-on déceler quelqu'autre relation en classant les débits journaliers par ordre croissant, sans tenir compte du rang qu'ils occupent dans la suite chronologique ? Cette méthode, très utile pour les hydrauliciens, a-t-elle une signification géographique ?

Les figures n° 41 à 44 reproduisent les courbes de débits classés de trois rivières pour une année moyenne (1955-1962) et de chacune d'elles pour quelques années remarquables. Plusieurs traits se dégagent :

-Les débits atteints ou dépassés pendant plus de 6 mois par an sont très peu différenciés sur les rivières à régime franchement glaciaire; ce sont les débits d'étiage d'hiver, conditionnés par la température et donc très réguliers d'une année à l'autre.

-les débits journaliers maxima, dépassés moins d'un mois par an et qui sont les débits de crue, sont beaucoup plus irréguliers. Le débit de 22 m3/sec, soit 282 l/s/km2, jamais atteint en 1961 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, a été dépassé 34 jours en 1963 dont 18 jours de suite.

-Les années 1958 et 1962 s'opposent sur l'Arveyron d'Argentière. En 1958, année arrosée, ce sont les débits inférieurs à 100 l/s/km2 dépassés de 3 à 6 mois qui sont excédentaires : ce sont probablement ceux des mois intermédiaires, mai et octobre. En 1962, où l'été fut sec avec un août très chaud, ce sont les débits de fréquence 0 à 3 mois et supérieurs à 100 l/s/km2 qui ont été très fournis. On peut supposer à bon droit que ce sont les débits dûs à la fusion glaciaire.

-Sur l'Arve au Pont de la Joux (taux d'englacement du bassin 36 %), l'année où le débit atteint le plus fort module est 1963; grâce aux débits supérieurs à 65 l/s/km2 et dépasses 4 mois, soit du 25 mai au 25 septembre. Ce peut être dû, soit à la fusion de la neige, de la glace ou aux précipitations. Or cet été 1963 fut à la fois chaud et arrosé de pluies d'orages.

On peut donc dire qu'un été chaud et sec enfle les débits dépassés de 0 à 3 mois et que les étés arrosés enflent les débits plus dispersés, dépassés 6 mois.

Si nous comparons les débits classés pour une même période et pour trois rivières voisines et différemment englacées, les deux Arveyrons et l'Arve au Pont de la Joux (fig.n° 44) on voit que jusqu'aux débits de 50 l/s/km2,

Fig.N° 41 Courbes des débits classés de l'Arveyron de la Mer de Glace

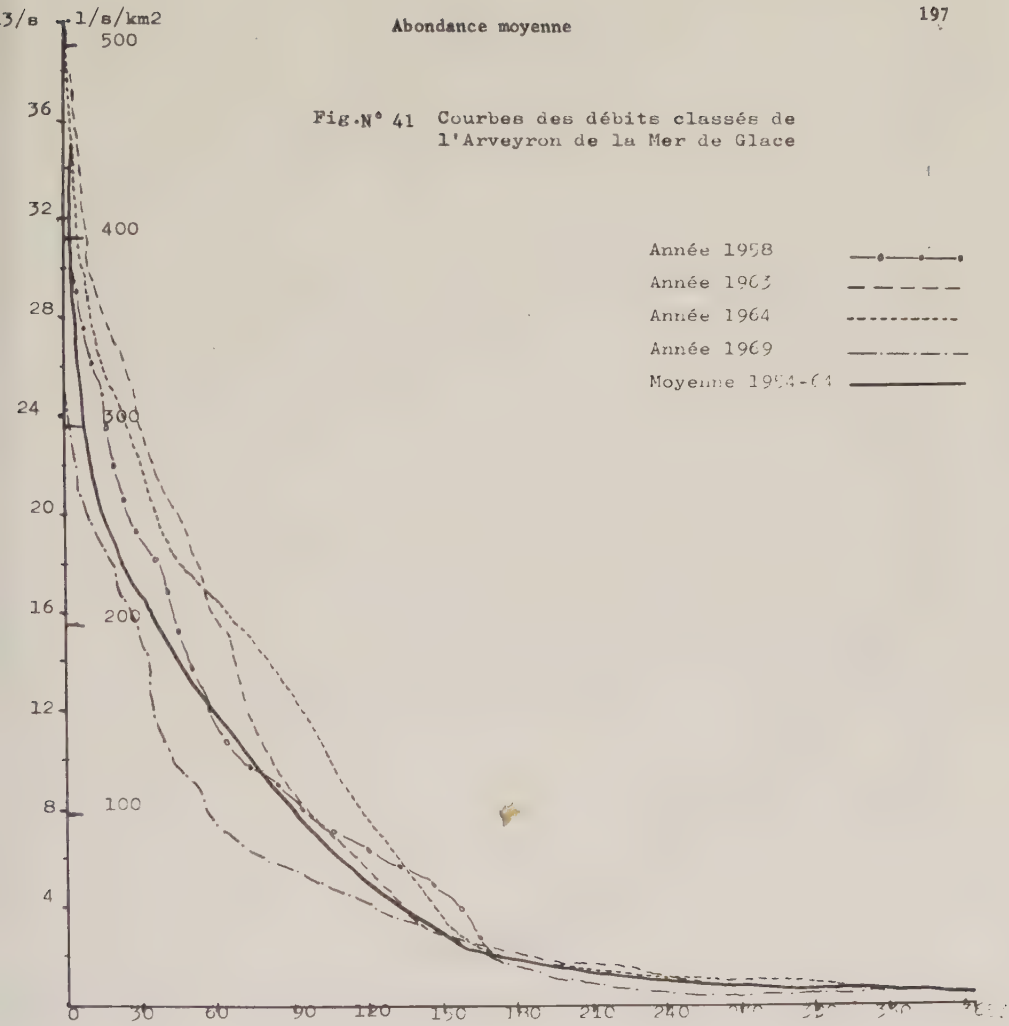
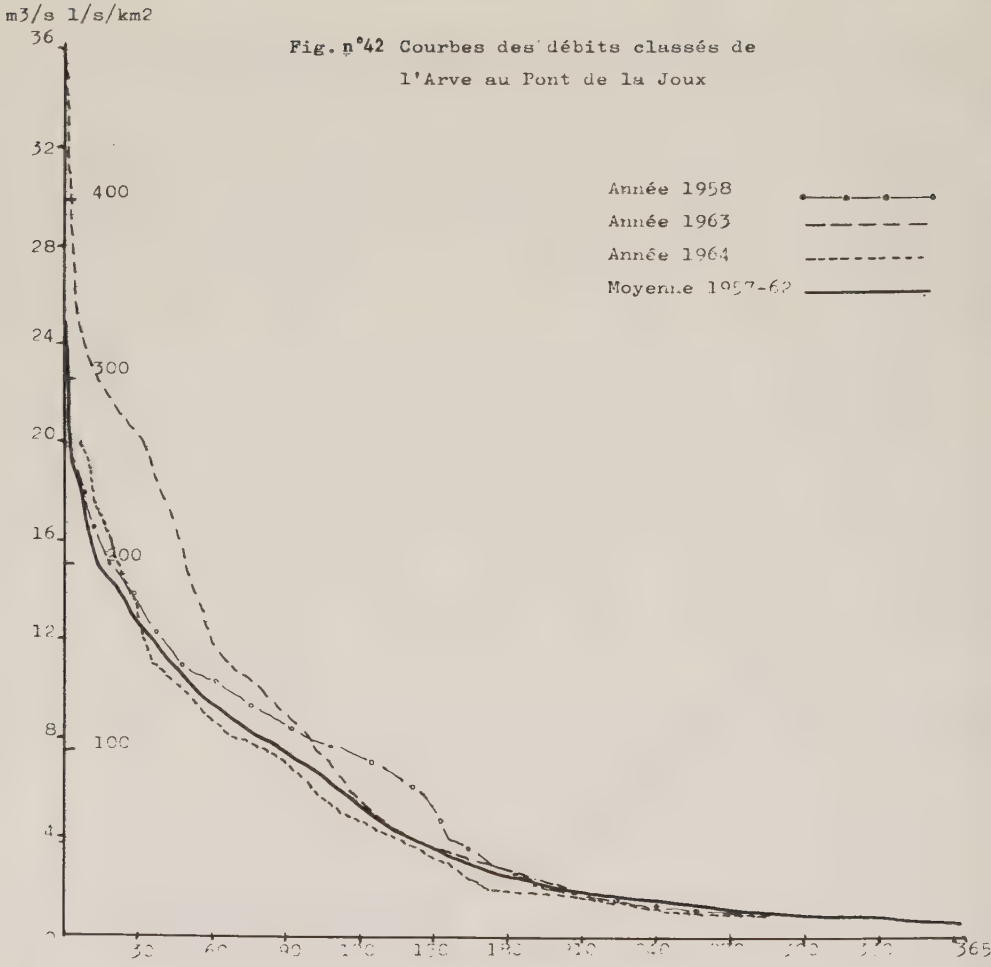


Fig. n°42 Courbes des débits classés de l'Arve au Pont de la Joux



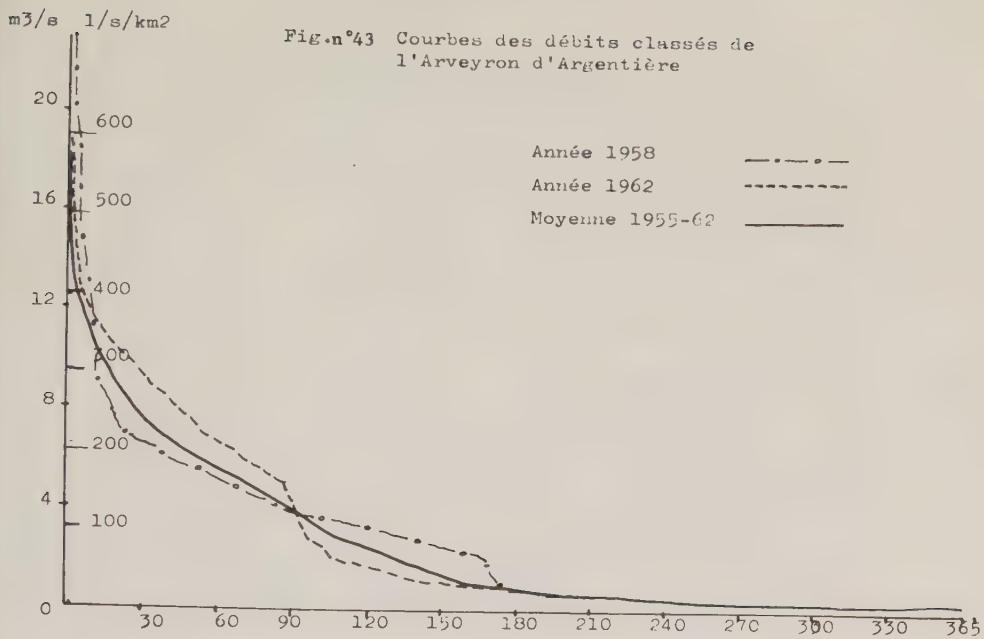


Fig.n°43 Courbes des débits classés de l'Arveyron d'Argentière

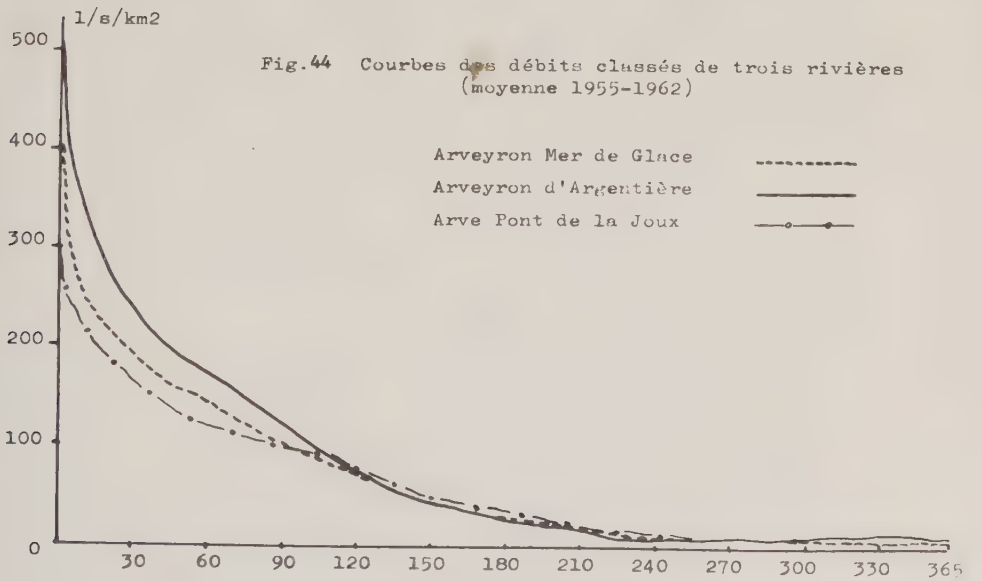


Fig.44 Courbes des débits classés de trois rivières (moyenne 1955-1962)

les trois rivières sont semblables. Pour les débits plus forts, l'Arveyron d'Argentière a une courbe plus haute et celle de l'Arve Joux est la plus basse. Ceci est bien dans l'ordre de leurs débits spécifiques (Argentière : 75 l/s/km2, Arveyron de la Mer de Glace : 67 l/s/km2 et Arve-Joux : 61 l/s/km2). D'autre part il apparait que les débits de fréquence 3 mois sont bien dûs à la fusion glaciaire.

Il ne semble pas que l'on puisse en dire plus ; mais il faut élargir le champ de la comparaison, en étudiant non pas les courbes des débits classés mais les débits classés d'un plus grand nombre de rivières.

Débits caractéristiques

Nous avons réuni dans les tableaux n° 31 et 32 les débits caractéristiques de différentes rivières alpines, classées par ordre d'englacement de leurs bassins.

Le premier tableau donne avec le module Q les débits absolus en m3/s qui ont dépassé 9 jours par an (DCM), 91 jours (DC3), 182 jours (DC6 ou débit médian), 274 jours ou DC9, 329 jours ou DC11 et 347 jours (DCE ou débit d'étiage). La dernière colonne donne le rapport du module au débit médian.

Le deuxième tableau réunit les débits caractéristiques relatifs, soit les mêmes valeurs, mais exprimées en prenant comme unité le module du cours d'eau considéré.

Le débit caractéristique maximum relatif, dépassé 9 jours par an DCM, est significatif des crues. Il baisse régulièrement avec le taux d'englacement des bassins. Pour des taux supérieurs à 50 %, le DCM varie de 4 à 5.4. Pour des taux compris entre 25 et 50 %, il varie de 3?6 à 4.4 et pour les taux inférieurs à 25 % il va de 3 à 3.7. Ce sont des débits très forts, dépassés seulement par les rivières méditerranéennes.

Le débit relatif dépassé 3 mois DC3 est d'une grande régularité; il varie de 1.4 à 1.7 sur toutes les rivières considérées. Cette période de trois mois est évidemment comprise dans la période de fusion, qu'elle soit nivale ou glaciaire. La régularité de ce débit est peut-être le reflet de celle des influences thermiques qui commandent la fusion.

Le débit relatif dépassé 6 mois, ou débit médian, est plus variable. Il est compris entre 0.18 et 0.34 pour les rivières aux bassins les plus englacés il monte à 0.23-0.50 pour les bassins au taux de 25 à 50 %, et varie de 0.35 à 0.60 pour les bassins les moins englacés. Les valeurs très faibles de ces débits pour les rivières les plus glaciaires, montrent bien que l'abondance s'étend sur un petit nombre de mois, inférieur à la moitié de l'année. Une rivière régulière aurait des valeurs très proches pour le débit médian et le module. Or le rapport module/débit médian dépasse 5 à la Massa, et la Trübbach et ne descend pas au-dessous de 2.8 pour les rivières franchement glaciaires.

Tableau n° 31. DEBITS CARACTERISTIQUES, en m3/s.

Rivière	Glac	Q	DCM	DC3	DC6	DC9	DCE	Q/DC6
Massa	66	13.2	61.5	22.4	2.65	0.53	0.26	5
Trübbach	58	0.59	3.2	0.8	0.11	0.03	0.02	5.3
Rhône Gletsch	56	2.58	11.4	4.2	0.70	0.26	0.13	3.7
Kander	43	2.12	8.7	3.4	0.76	0.25	0.14	2.8
Lonza	40	4.49	17.9	6.9	2.13	0.67	0.46	2.1
Simme	38	2.08	8.6	3.2	0.89	0.33	0.14	2.3
Rhône Brig	27	41	150	61.7	22.6	9.35	6.56	1.8
Weisse Lütchine	21	7.70	26.3	12.8	4.52	1.73	0.97	1.7
Rhône Sion	20	116	399	181	58.6	35.1	22.6	1.9
Rhône Reckingen	19	11.9	42.3	18.2	6.32	3.01	2.02	1.8
Rhône Branson	19	129	395	188	85.9	50.1	32.9	1.5
Rhône Porte du Scex	15	180	546	262	119	75.7	50.3	1.5
MatterVisp Zermatt	57	10.9	49.5	18.7	2.31	1.04	0.74	4.7
Tütmann à Inner S.	56	1.15	5.3	1.8	0.32	0.14	0.08	3.5
Lys D'Ejola	47	1.67		2.88	0.59	0.18		2.8
SaaserVisp Zermeig.	41	3.34	14.6	5.7	0.8	0.35	0.15	4.1
Vispa à Visp	33	27.3	121	45	9.2	4.6	3.2	2.9
Lys Gressoney	19	3.96		6.1	2.34	1.02		1.6
Evançon Champoluc	13	3.24	11.7	15	1.68	0.72	0.40	1.9
Arveyron Argentière	52	2.4	10.6	3.8	0.8	0.35	0.20	3
Arv.Mer de Glace	51	5.22	22.5	7.8	1.8	0.8	0.5	2.9
Reuse Saleinaz	50	1.32	5.6	2	0.47	0.20	0.13	2.8
Arve Pont de Joux	36	4.6	19	7.2	1.35	0.6	0.3	3.3
Trient	34	1.53	6.1	2.32	0.7	0.32	0.19	2.1
Doire Baltée Pré StD	19	11.3		17.7	7.08	3.65		1.5
Dranse Ferret	12	3.25	13.2	5.1	1.52	0.43	0.26	2.1
Doire Baltée Aoste	10	53.3		78.6	30	16		1.7
Arc Bonneval	29	3.61	13.5	6	2.4	0.52	0.3	2.5
Rutor	24	2.66	9.7	4.6	0.94	0.36	0.23	2.8
Isère Val d'Isère	17	1.83	6.8	2.5	0.87	0.47	0.25	2.1
Grand Eyvia Cretaz	13	6.47		10.4	2.66	1.44		2.4
Savara Eau Rousse	12	2.68	11	4.58	0.92	0.22	0.05	2.9

Q : Module en m3/s
DCM : débit atteint ou dépassé 9 jours par an
DC3 : - - 91 -
DC6 : - - 182 -
DC9 : - - 274 -
DCE : - - 347 - (débit d'étiage)

Tableau n° 32. DEBITS CARACTERISTIQUES RELATIFS

Rivière	:Taux de: glaciat.	DCM :	DC3 :	DC6 :	DC9 :	DC11:	DCE :
Massa	66	4.6	1.7	0.20	0.04	0.02	0.02
Trübbach	58	5.4	1.4	0.18	0.05	0.03	0.03
Rhône Gletsch	56	4.4	1.6	0.27	0.10	0.06	0.05
Kander	43	4.1	1.6	0.34	0.11	0.07	0.06
Lonza	40	3.9	1.5	0.47	0.15	0.11	0.10
Simme	38	4.1	1.5	0.41	0.15	0.08	0.06
Rhône Brig	27	3.6	1.5	0.55	0.22	0.17	0.16
Weisse Lütchine	21	3.3	1.6	0.58	0.21	0.14	0.12
Rhône Sion	20	3.4	1.5	0.50	0.30	0.22	0.19
Rhône Reckingen	19	3.5	1.5	0.52	0.25	0.19	0.16
Rhône Branson	19	3.1	1.5	0.60	0.36	0.28	0.24
Rhône Porte du Scex	16	3	1.4	0.66	0.42	0.31	0.27
MatterVisp Zermatt	57	4.5	1.7	0.21	0.09	0.08	0.06
Turtmänn Inner S.	55	4.6	1.5	0.27	0.12	0.09	0.07
Lys D'Ejola	47		1.7	0.35	0.10		
SaaserVisp Zermeig.	41	4.3	1.7	0.23	0.10	0.08	0.04
Vispa à Visp	33	4.4	1.6	0.34	0.16	0.14	0.11
Lys Gressoney	19		1.5	0.59	0.25		
Evançon	13	3.6	1.5	0.51	0.22		0.12
Arveyron Argentière	52	4.4	1.5	0.33	0.14	0.10	0.08
Arv.Mer de Glace	51	4	1.4	0.34	0.15	0.11	0.09
Reuse Saleinaz	50	4.2	1.5	0.33	0.14	0.11	0.09
Arve Pont de Joux	36	4.1	1.5	0.29	0.13	0.09	0.06
Trient	34	4	1.5	0.45	0.20	0.14	0.12
Doire Baltée Pré St D	19		1.5	0.62	0.32		
Dranse de Ferret	12	4	1.5	0.46	0.14	0.09	0.08
Doire Baltée Aoste	10		1.4	0.56	0.30		
Arc à Bonneval	29	3.7	1.6	0.38	0.14	0.11	0.08
Rutor à Promise	24	3.6	1.7	0.35	0.13		0.08
Isère à Val d'Isère	17	3.7	1.4	0.47	0.25	0.19	0.13
Gd Eyvia à Cretaz	13		1.6	0.41	0.22		
Savara Eau Rousse	12	4.1	1.7	0.34	0.08		0.01

Plus le bassin est élevé, plus la période de fusion est courte, et le rapport fort.

Les débits de plus grande fréquence sont très faibles. Les débits dépassés 11 mois et les débits d'étiage ont des valeurs voisines, car les débits ne varient guère pendant la saison des maigres. Pendant 1 mois le débit de la Massa n'est que le 1/50ème du module et pendant 3 mois le 1/25ème. Les affluents de la Haute Arve ne fournissent que le 1/10ème du module pendant 3 mois. Ce sont des chiffres excessifs qui expriment bien le manque de pondération des cours d'eau glaciaires.

A mesure que les rivières descendent vers les plaines, elles perdent peu à peu de leur pureté glaciaire et les débits caractéristiques se modifient peu à peu. Sur le Rhône, le DCM baisse de 4.4 à Gletsch, à 3.6 à Brig, et 3.1 à Branson pour atteindre 3 à Porte du Scex. A l'inverse, les débits d'étiage s'accroissent, du 1/20ème du module à Gletsch jusqu'au quart à Porte du Scex. Quant au rapport Q/DC6 il baisse régulièrement;de 3.7 à Gletsch , il n'est plus que de 2.8 à Brig et 1.5 dès Branson.

Le classement des débits par ordre d'intensité ne permet pas de discerner l'influence des saisons. Seule la grande régularité du régime glaciaire fait attribuer à la saison chaude les débits de trois mois, ce qui serait hasardeux pour des rivières d'autre type.

En conclusion, le régime glaciaire dans l'arc alpin est caractérisé par une abondance très régulièrement contrastée. Les valeurs de l'écoulement sont d'autant plus fortes que le bassin est plus élevé, mieux exposé et plus englacé; de plus l'abondance moyenne est très régulière d'une année à l'autre, avec un écart des modules extrêmes très réduit. Cette régularité à l'échelle de l'année s'oppose à l'irrégularité saisonnière ; ce sont des cours d'eau excessifs, mais constants dans leur variabilité. Plus les influences glaciaires l'emportent, plus le régime devient accusé. Mais avant d'étudier dans le détail les variations saisonnières, il faut aborder un dernier point , les relations que l'abondance moyenne peut avoir avec les bilans des glaciers.

III.ABONDANCE MOYENNE ET BILAN DES GLACIERS

Avant de clore l'étude de l'abondance moyenne, il faut tenter de chercher si, grâce aux chiffres des modules recueillis pour nos rivières à régime glaciaire, il est possible d'établir les bilans de quelques-uns des glaciers de la Haute Arve.

Nous avons vu que l'établissement d'un bilan par la méthode hydrologique (chapitre VII) se fait selon l'équation suivante :

Précipitations - Débit - Evaporation = Variations de volume

Est-il possible de dresser l'équation du bilan de la Mer de Glace ? Nous n'avons pas de mesures en tout point du bassin, il faut donc estimer les précipitations et les températures en altitude. On peut donc souligner dès maintenant que cet essai ne donnera que des valeurs possibles, et non pas réelles et ne se justifie que comme un élément de comparaison avec les bilans calculés par ailleurs.

1°/ Les précipitations doivent être mesurées sur tout le bassin; nous avons vu au chapitre V combien il est difficile de préciser l'augmentation des précipitations avec l'altitude. Entre le Tour et la Mer de Glace il a paru que le gradient devait être assez voisin de 60 mm par 100 m. d'altitude soit le 1/25ème du total tombé au Tour. Pour prendre valablement la valeur des précipitations à l'altitude moyenne du bassin, il faudrait que l'accroissement des précipitations avec l'altitude soit linéaire, ce qui n'est pas sûr , mais il y a quelque chance que ce le soit jusqu'à 3500 m. d'altitude, c'est-à-dire dans les limites de la zone en état d'écoulement liquide. De toutes façons nous n'avons pas de données pour faire mieux.

Ainsi si les précipitations annuelles sont de 1487 mm au Tour, elles seront à 2780 m. (altitude moyenne du bassin de la Mer de Glace), soit 1320 m. plus haut, égales à : 1487 +(1487 x 13,2 x 1/25) = 2279 mm. Nous calculerons ainsi les précipitations de chaque année.

2°/ Les températures sont connues au Tour (1460 m.) à Grand Saint Bernard (2479 m.) et à Plateau Rosa (3488 m.) : elles permettent de calculer la température à 2780 m., et la formule de L.TURC donne le déficit d'écoulement de chaque année au moyen des précipitations et des températures.(ch.VI,III)

3°/ Enfin le débit est relevé aux stations de msures pour l'année hydrologique, et en lame d'eau équivalente. (tableau n°33)

Npus avons établi également les bilans du glacier d'Argentière (tableau n°34) et celui du glacier de Saleinaz (tableau n°35). Les altitudes moyennes de ces deux bassins sont respectivement 2915 m. et 2750 m. Les chiffres sont donc modifiés en conséquence. D'autre part les débits de l'Arveyron d'Argentière ne sont plus relevés l'hiver depuis 1963; on a extrapolé, à l'aide des débits de l'Arve au Pont de la Joux, station qui reçoit les eaux du Tour et d'Argentière. Pour Saleinaz, dont le bassin est franchement exposé à l'est et qui doit recevoir moins de précipitations, nous avons pris un gradient des précipitations un peu moins fort, 1/30ème au lieu de 1/25ème.

Tableau n°33. Bilan de la Mer de Glace en mm.

Année	Précipitations au Tour (1)	Précipitations à 2780m (2)	Tempér. 2780 m. (3)	Déficit (4)	Débit (5)	Bilan (2-4-5)	Bilan rapporté à S. du glacier (78 / 38.73)
1954/55	1894	2897	-2°7	230	1867	+800	+1600
1955/56	1209	1844	-3°4	211	1660	-27	-54
1956/57	1399	2140	-2°5	235	1819	+86	+172
1957/58	1671	2556	-2°2	242	2239	+75	+150
1958/59	1215	1858	-2°	247	1940	-329	-658
1959/60	1791	2740	-3°	221	2005	+514	+1028
1960/61	1509	2308	-1°6	257	1823	+228	+456
1961/62	1562	2389	-2°9	225	2211	-47	-94
1962/63	1587	2427	-3°6	206	2587	-366	-732
1963/64	1084	1658	-1°4	261	2700	-1303	-2606
1964/65	1554	2377	-3°7	204	1879	+294	+588
1965/66	1871	2862	-1°6	257	2467	+138	+276
1966/67		2148	-2°6	233	2217	-302	-604
1967/68		2381	-2°	247	2183	-49	-98
1968/69		1946	-2°4	237	1712	-3	-6
1969/70		2375	-0°9	267	2190	-82	-164
Moyenne 1954/55 à 1963/64	1487	2279	-2°4	233	2085	-39	-78

(Pour les trois dernières années, les précipitations sont calculées à partir de Chamonix, la station du Tour étant fermée.)

Tableau n°34. Bilan du glacier d'Argentière en mm.

Année	Précipitations au Tour (1)	Précipitations à 2915m (2)	Tempér. 2915 m. (3)	Déficit (4)	Débit (5)	Bilan (2-4-5)	Bilan rapporté à la S. du glacier 31.6/16.66
1954/55	1894	2973	-3°2	219	2418	+336	+638
1955/56	1209	1898	-3°9	200	2316	-618	-1174
1956/57	1399	2196	-3°	224	2497	-525	-997
1957/58	1671	2623	-2°7	231	2405	-13	-25
1958/59	1215	1907	-2°4	236	2257	-586	-1113
1959/60	1791	2812	-3°5	210	2430	+172	+326
1960/61	1509	2369	-2°2	246	2280	-157	-298
1961/62	1562	2452	-3°4	214	2665	-427	-811
1962/63	1587	2419	-4°1	195	(2428)	-204	-387
1963/64	1084	1702	-1°9	250	(2446)	-994	-1888
1964/65	1554	2440	-4°1	195	(2028)	+217	+412
1965/66	1871	2937	-4°2	193	(2466)	+278	+534
1966/67		2200	-3°	222	(2680)	-702	-1333
1967/68		2440	-2°4	236	(2469)	-265	-503
1968/69		2020	-2°8	226	(2144)	-350	-665
Moyenne 1954/55 à 1963/64	1487	2334	-3°	223	2414	-303	-575

A partir de 1963, les chiffres sont extrapolés en hiver, par comparaison avec les débits de l'Arve au Pont de la Joux.

Tableau n° 35. Bilan du glacier de Saleinaz , en mm.

Année	Précipitations au Tour (1)	Précipitations à 2750m (2)	Tempér. à 2750m (3)	Déficit (4)	Débit (5)	Bilan (2-4-5)	Bilan rapporté à la surf.du glacier 24/12
1956/57	1399	2000	-2°4	237	1523	+240	+480
1957/58	1671	2389	-2°1	244	2154	-9	-18
1958/59	1215	1737	-1°9	250	1945	-458	-916
1959/60	1791	2561	-2°9	223	1716	+622	+1244
1960/61	1509	2157	-1°5	260	1709	+188	+376
1961/62	1562	2233	-2°8	227	1680	+326	+652
1962/63	1587	2279	-3°5	208	1815	+256	+512
1963/64	1084	1550	-1°3	264	1991	-705	-1410
1964/65	1554	2222	-3°6	206	1485	+531	+1062
1965/66	1871	2675	-1°5	260	1617	+798	+1596
1966/67		2010	-2°5	236	1933	-159	-318
1967/68		2219	-1°9	250	1424	+545	+1090
1968/69		1825	-2°3	240	1393	+192	+384

Le graphique n°45 réunit les bilans de ces trois glaciers; nous y avons ajouté ceux d'Aletsch et de Sarennes, établis au moyen de mesures, (et non pas seulement au moyen de calculs où entre une grande part d'hypothèses), et auxquels on peut faire confiance. (voir chap.VII, p.168)

Si, en valeur absolue, les chiffres de nos bilans ne doivent pas être pris à la lettre, par contre la comparaison avec les deux autres glaciers permet de voir que les variations de ces bilans sont satisfaisantes. Les années sèches et chaudes, 1959,1964, 1967, sont bien caractérisées partout.

Si l'on prend la baleur moyenne des bilans pour la décennie oct.1954/ sept. 1964, on trouve :

-Mer de Glace : -78 mm.
-Argentière : -575 mm.
-Aletsch : -224 mm.
-Sarennes : -527 mm.

Que Sarennes ait perdu davantage de substance pendant cette décennie n'est pas surprenant : sa position méridionale l'explique aisément. Il est plus étonnant qu'Argentière soit si déficitaire quand son voisin, la Mer de Glace, est presque en état d'équilibre. Nous avons déjà vu que le bassin versant d'Argentière diminue très vite d'ampleur à partir de 3000 m. alors que la Mer de Glace a d'importantes surfaces comprises entre 3300 et 3400 m. Une année très séche et chaude, et où la ligne des névés remonte très haut en fin d'été, comme en 1964, fait perdre à la Mer de Glace beaucoup plus de substance qu'à Argentière. Pour les autres années, Argentière, étant moins étendu en dessous de 2500 m. doit être moins soumis à la fusion. L'explication ne se trouve donc pas là.

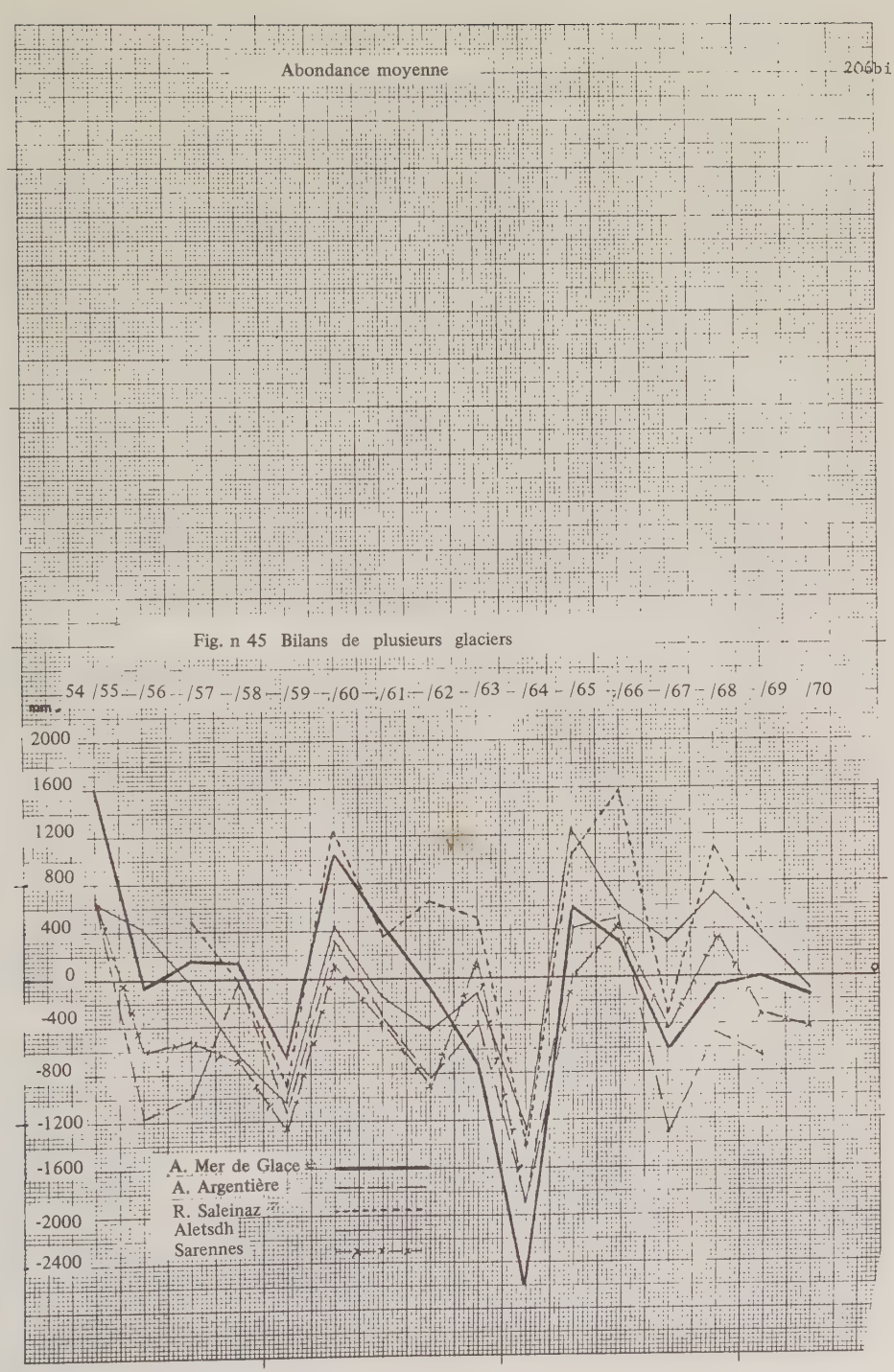


Fig. n 45 Bilans de plusieurs glaciers

C'est probablement du côté des précipitations qu'il faut se tourner. Comme nous l'avons déjà vu au chapitre V, on peut penser que, sur cette face nord-ouest du massif du Mont Blanc, sans l'écran que fait pour son voisin la chaine des Aiguilles, le glacier d'Argentière a une position privilégiée et est particulièrement bien arrosé. En prenant un gradient de 1/20ème au lieu de 1/25ème, soit de 73 mm au lieu de 60 mm, on obtiendrait pour Argentière un total de précipitations de 2568 mm au lieu de 2334 mm. et un bilan de -131 mm, ce qui semblerait plus normal.

Par contre il semble que nos estimations des précipitations reçues par le glacier de Saleinaz soient encore un peu fortes, car sa courbe des bilans est toujours en position haute.

Il nous reste enfin un autre moyen de comparaison. Nous avons exposé le travail effectué par l'Electricité de France, au chap.VII, pour calculer la perte de volume subi par la Mer de Glace entre les années 1939 et 1952. La perte moyenne annuelle a été d'une lame d'eau équivalente de 860 mm. Or pendant cette même période, le glacier d'Aletsch a perdu une lame d'eau de 700 mm. Les équations du bilan étant :

Glacier	Période	Précipit. mm.		Déficit mm.		Débit mm.		Bilan mm.	Bilan rapporté à la S. du glacier
Aletsch	1939-52	2103	-	210	-	2348	=	-455	-700
Aletsch	1954-64	2061	-	210	-	1995	=	-144	-224
Mer de Glace	1939-52	2236	-	236	-	2430	=	-430	-860
Mer de Glace	1954-64	2279	-	233	-	2085	=	-39	-78

Il faut d'abord noter l'écart considérable que peuvent présenter les bilans moyens de la Mer de Glace. D'une année à l'autre, on peut avoir un écart de 1600 mm à -2600 mm.; et d'une période à l'autre, l'écart est encore de -78mm. à -860 mm., ce qui exprime bien le pouvoir grossissant des glaciers. Pour le glacier d'Aletsch, les chiffres extrêmes sont ceux des années 1946/47 avec -2399 mm. et 1964/65 avec +1257 mm. Pour les deux périodes on a encore -224 mm. et -700 mm.

Est-il normal qu'Aletsch ait perdu moins de substance que la Mer de Glace pendant cette période chaude 1939-1952, et qu'il en ait perdu davantage dans la décennie 1954-1964, pendant laquelle précipitations et températures sont assez voisines des moyennes des longues périodes ?

D'une part le bassin du glacier d'Aletsch a une altitude moyenne plus élevée que celui de la Mer de Glace et une situation plus septentrionale, facteurs qui doivent compenser son exposition méridionale pendant les périodes chaudes. D'autre part sa situation "sous le vent", par rapport aux vents d'ouest est assez abritée. Pour la décennie oct.1954-sept.1964, on voit que les

estimations des précipitations tombées sur le glacier d'Aletsch sont moins fortes que celles que nous avons retenues pour la Mer de Glace (2061 mm contre 2279 mm.) Il est donc assez explicable que la Mer de Glace, mieux alimentée en neige, et plus soumise à la fusion, réagisse plus fortement aux influences climatiques que le glacier d'Aletsch.

Débits, bilans et variations climatiques :

Après avoir étudié les relations entre les modules et les facteurs climatiques, il est intéressant de voir comment les bilans des glaciers réagissent à ces mêmes facteurs. Pour cela, nous avons établi un graphique (fig.n°46) réunissant les écarts à la moyenne des précipitations et des températures au Tour, et ceux des débits de l'Arveyron de la Mer de Glace ainsi que les bilans de ce glacier. Ce graphique confirme les résultats déjà obtenus :

-Lorsque les précipitations sont fortes et les températures élevées, (1958,1966) l'Arveyron de la Mer de Glace a des débits légèrement supérieurs à la moyenne et les bilans du glacier sont légèrement positifs.

-Lorsque les précipitations sont fortes et les températures basses, (1955,1960,1965), les débits sont faibles et les bilans plus nettement positifs.

-Avec des précipitations faibles et des températures élevées (1964), les débits sont forts et les bilans très déficitaires.

-Avec des précipitations faibles et des températures basses (1956,1957, 1969), les débits sont faibles et les bilans assez proches de l'équilibre.

Donc l'influence de la température s'avère toujours primordiale sur les débits, mais elle est plus nuancée sur les bilans;un débit fort exige toujours de fortes températures et les débits faibles vont de pair avec une année froide, quelles que soient les précipitations. Alors qu'un bilan peut être en équilibre en année chaude et arrosée comme en année froide et sèche.

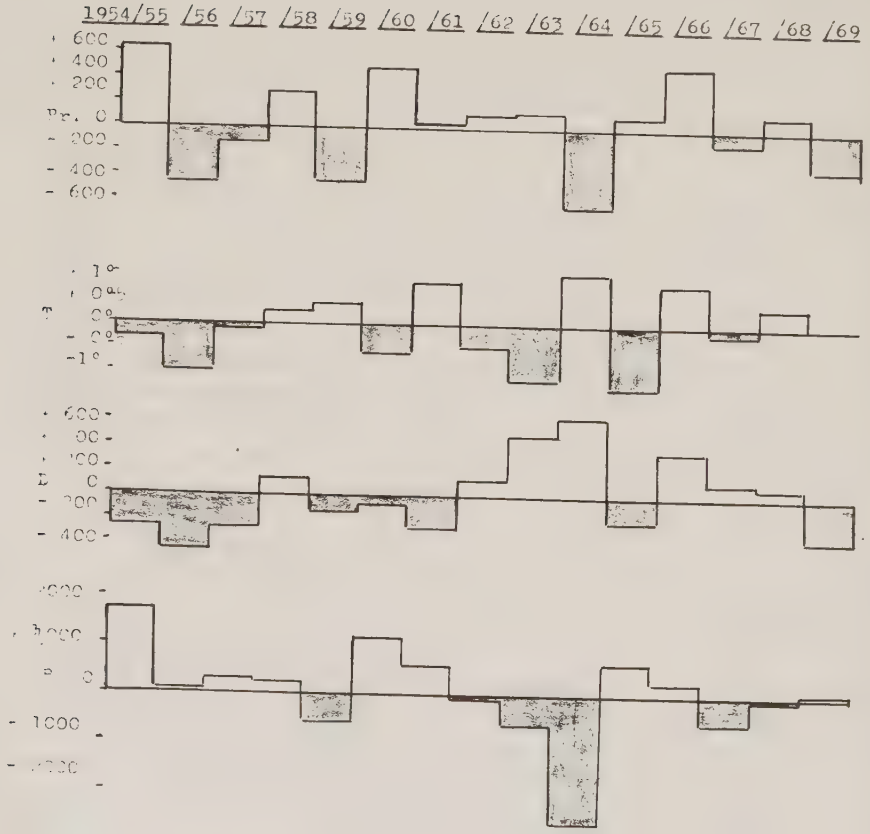
Considérons maintenant les 50 bilans du glacier d'Aletsch et les débits de la Massa : le nombre des données est suffisant pour que le graphique de leurs corrélations soit révélateur (fig.n°47).

Bilans et débits varient en sens inverse, mais dans cette loi générale l'accumulation plus ou moins abondante donne une assez large fourchette. Dans le nuage de points, la courbe-enveloppe inférieure réunit les années sèches (1925,1932,1933,1942,1943,1944,1949 et 1964). L'enveloppe supérieure est suivie par les années les plus arrosées (1927,1936,1940,1945,1946,1948,1951,1955,1965). Mais entre ces deux extrêmes, la bande est assez large pour qu'on puisse dire que leur liberté d'allure est assez grande ; les relations sont les suivantes :

Fig.N°46 Facteurs climatiques, débits et bilans.

(en écarts à la moyenne)

Pr. Précipitations en mm à 278
T. Température à 2780 m.
D. Débits en mm de l'Arveyron de la Mer de Glace
B. Bilans de la Mer de Glace



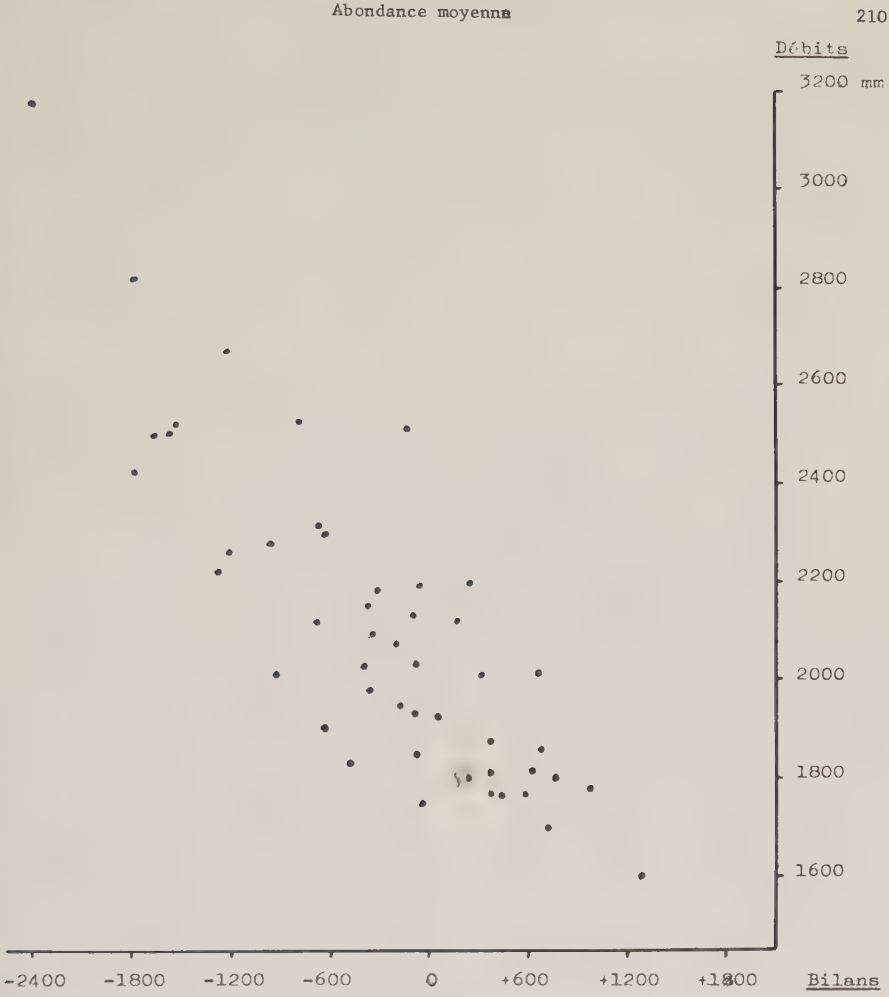


Fig.N°47 Corrélations entre les débits de la Massa et les bilans du glacier d'Aletsch (1922-1971)

Débits compris entre :	Bilans extrêmes	:Bilans les plus probables
1600 et 1900 mm	-645 mm et +1257 mm	+300 mm à +700 mm
1900 et 2200 mm	-960 mm et + 660 mm	0 à -400 mm
2200 et 2500 mm	-1679 mm et - 635 mm	-600 mm à -1200 mm
2500 et 3200 mm	-2400 mm et - 142 mm	vers -1700 mm

Un bilan en équilibre du glacier d'Aletsch réclame donc des débits de la Massa compris entre 1600 et 2400 mm. mais avec plus de chances que ces débits soient compris entre 1800 et 2200 mm.

Enfin en anticipant quelque peu sur le chapitre suivant, on peut dresser les variations du bilan selon les mois, selon la méthode employée par Ch.-P. PEGUY (1947). Le débit théorique est obtenu en ôtant le déficit des précipitations. Sa différence avec le débit réel donne pour chaque mois la rétention ou la fusion nivale et glaciaire. Pour la décennie étudiée, et pour l'Arveyron de la Mer de Glace, on a les chiffres suivants en mm. :

Mois	Précipitations au Tour (1)	Précipitations à 2780m. (2)	Déficit (3)	Débit théor. (4) soit (2-3)	Débit réel (5)	Rétention (4-5)	Fusion (5-4)
O	87	133	25	108	97	11	
N	87	133	15	118	43	75	
D	158	242	7	235	34	201	
J	160	245	6	239	25	214	
F	181	278	7	271	19	252	
M	110	168	8	160	25	135	
Av	80	122	13	109	33	76	
Mai	104	160	22	138	114	24	
J	129	198	30	168	332		-164
Jt	140	215	34	181	523		-342
Ao	153	235	35	200	527		-327
S	98	150	31	119	313		-194
Année	1487	2279	233	2046	2085	988	-1027

Ce calcul est valable pour le bassin pris en son entier. Nous tenterons plus loin de reconstituer pour chaque tranche d'altitude la rétention et la fusion.

C H A P I T R E X

LES VARIATIONS SAISONNIERES

Bien que le classement des débits par ordre d'intensité ne tienne pas compte de la date à laquelle ils ont lieu, nous avons pu situer dans l'année les débits de certaines fréquences. C'est qu'en effet le régime glaciaire est un régime simple extrêmement régulier avec une saison d'été de hautes eaux et une saison d'hiver de maigres; on peut donc sans risque d'e rreur attribuer à la saison chaude les débits caractéristiques dépassés trois mois par an. Mais en cela nous avons devancé notre propos, et c'est à l'étude des variations saisonnières qu'il faut recourir pour entrer plus avant dans la connaissance des phénomènes. Nous commencerons par l'observation des moyennes mensuelles des débits, qui permettra un classement des différents régimes glaciaires, avant de rechercher les rapports qui lient les variations saisonnières au climat.

I. MOYENNES MENSUELLES DES DEBITS

Pour permettre une comparaison facile entre des rivières, indépendamment de la valeur absolue de leurs débits, on ramène ceux-ci à une échelle commune, en calculant les "coefficients mensuels de débits" : ce sont les rapports de chaque moyenne mensuelle au module. L'unité est donc égale au module, le total des 12 débits mensuels est égal à 12. Si une rivière n'avait pas de variations saisonnières, chaque mois serait représenté par un coefficient

égal à 1.

C'est un cas très rare : on le rencontre toutefois en Islande où certaines rivières drainent des surfaces recouvertes de coulées de laves poreuses, qui atténuent au maximum les irrégularités de l'écoulement pluvial. Les coefficients mensuels de débit de l'Ytri Ranga sont compris entre 0.9et 1.1(RIST1956)

Les rivières glaciaires sont au contraire parmi les plus excessives par l'extrême abondance d'été et la pénurie de l'hiver. Les tableaux n° 36 et 37 groupent les débits spécifiques et les coefficients mensuels de débits des rivières à régime glaciaire de l'arc alpin : elles ont été classées, à l'intérieur des massifs glaciaires, par ordre de taux de glaciation.

1°/ IRREGULARITE SAISONNIERE :

Le premier trait qui se dégage de ces tableaux est le manque de pondération du débit selon les saisons ; dans certaines rivières le coefficient mensuel de débit est de 3 en été et inférieur à 0.1 en hiver, ce qui veut dire que l'abondance de l'été est plus de 30 fois supérieure à celle de l'hiver. C'est bien un régime excessif.

Les graphiques n° 48 à 51 explicitent mieux que les tableaux de chiffres, les caractéristiques du régime glaciaire : le très fort creusement de la courbe en hiver et l'étirement en hauteur pendant l'été.

Les courbes sont d'autant plus excessives que la station ferme un bassin plus englacé. L'ordre est bien gardé dans la Haute-Arve : le Tour et l'Arveyron d'Argentière atteignent les plus forts débits en juillet et août, suivis par l'Arveyron de la Mer de Glace, puis par l'Arve au Pont de la Joux, puis par Bionnassay. En même temps le retard du gonflement printanier s'atténue. Le refroidissement automnal réunit toutes les courbes dans un noeud serré en octobre. Seule la courbe de l'Eau de Bérard, de type plus nival, se détache nettement du peloton par un gonflement plus hâtif : ce n'est plus la même famille.

La même gradation se retrouve dans les stations suisses des Alpes Bernoises. Celles du versant est du massif du Mont Blanc (Saleinaz, Trient, Ferret) par contre, n'atteignent pas les mêmes valeurs. Pour un englacement presqu'égal, Saleinaz écoule 172 l/s/km2 en juillet et 159 en août, alors que les deux Arveyrons écoulent respectivement 249 et 203 l/s/km2 en juillet, et 228 et 198 l/s/km2 en août. On voit là l'influence de l'exposition, car Saleinaz est plus protégé des vents d'ouest. Les courbes sont aussi moins resserées : les débits de mai n'atteignant pas 55 l/s/km2 dans la Haute Arve, valeur que dépassent le Trient et la Lonza.

Les rivières de la Vanoise et du Pelvoux offrent des exemples de même gradation : le Rutor dont le bassin est aussi englacé que Bionnassay, mais à une altitude moyenne plus forte, écoule plus d'eau (155 l/s/km2 en juillet contre 136); mais la Savara pour un même englacement que la Branse de Ferret n'écoule que 99 et 92 l/s/km2 en juin et juillet, alors que cette dernière écoule 140 et 132 l/s/km2.

Tableau n° 36. Débits spécifiques ,en 1/s/km2.

Rivière	module m3/s	module 1skm2	O:	N:	D:	J:	F:	M:	A:	M:	J :	Jt:	Ao:	S :	Période
Alpes Bernoises															
Massa	13.2	68	36	7	3	2	1	2	6	36	137	228	221	130	1923-70
Trübbach	0.6	31	7	2	1	1	1	1	5	22	72	104	99	62	1952-65
Rhône Gletsch	2.6	66	42	14	8	6	4	5	10	42	136	209	196	120	1956-70
Kander Gasterntal	2.1	52	30	13	8	5	4	5	12	41	110	158	148	88	1950-70
Lonza Blatten	4.5	57	40	18	10	7	7	7	16	60	129	161	143	91	1956-70
Simme Oberried	2.1	59	27	16	9	6	5	8	24	60	137	173	151	88	1944-65
Rhône Brig	41.7	50	31	17	11	9	9	10	19	48	111	137	120	75	1922-62
W.Lütschine Zw.	7.8	47	28	18	11	8	8	12	29	65	108	116	101	62	1933-70
Rhône Reckingen	11.9	52	34	21	14	11	11	12	24	66	128	133	101	64	1950-70
Alpes Pennines															
MatterVisp Zerm.	10.9	48	19	7	5	4	4	4	6	27	96	161	150	84	1950-59
Furgg Ober Theodul											85	185	195	87	1966-73
Ferpècle											85	159	178	81	1968-73
Türtmann I.S.	1.1	37	16	8	6	4	4	3	4	22	78	121	113	63	1954-58
Ht d'Arolla											87	200	191	88	1966-73
Stafel											89	181	172	81	1966-73
Trift											75	163	148	81	1966-73
Lys D'Ejola	1.7	55	40	13	7	4	4	5	14	45	122	160	150	91	1932-49
SaaserVisp Z.	3.3	51	24	9	5	4	3	3	9	47	130	160	139	78	1924-62
Vispa Visp	27.1	35	18	10	6	5	4	5	8	25	72	105	99	56	1922-59
Lys Gressoney	3.9	44	31	17	13	12	12	11	21	59	113	104	78	55	1926-49
Evançon Champoluc	3.2	32	22	13	8	6	5	5	11	39	90	77	59	40	1949-58
Massif du Mont Blanc															
Le Tour			43								144	234	226	113	1961-67
Rognon de Lognan	1.8	73	30	11	6	6	6	5	5	14	90	256	316	128	1970-71
Arv.Argentière	2.4	75	43	16	12	9	8	9	15	47	148	226	222	147	1955-62
Arv.Mer de Glace	5.2	66	42	17	11	8	7	8	14	42	126	201	198	118	1951-71
Reuse Saleinaz	1.3	55	33	14	9	7	6	7	13	37	104	172	159	93	1956-70
Tré-la-Tête Laya	1.5	72	43	14	9	6	5	6	18	58	160	215	199	125	1961-65
Arve Pont Joux	4.6	61	38	19	14	11	11	12	22	55	118	169	162	93	1956-71
Arve Favrands	11.8	57	41	21	17	13	12	14	25	48	100	155	150	90	1961-68
Trient	1.5	52	27	16	13	8	9	10	21	57	117	147	136	66	1956-70
Arve Nants	6.2	64	46	24	18	13	13	16	31	62	125	169	163	90	1966-68
Arve Chavants	15.5	60	46	21	15	12	13	14	23	53	110	162	155	92	1965-70
Bionnassay	0.9	50	28	17	16	12	12	13	25	52	103	136	121	68	1961-70
Doire à PréSt Did.	11.3	51	39	22	15	16	15	17	30	56	109	118	102	74	1938-49
Dranse Ferret	3.2	48	32	16	9	6	5	5	13	69	140	132	95	61	1956-70
Doire Baltée Aoste	53	29	20	13	8	8	7	8	14	32	77	70	51	35	1935-49
Eau de Bérard	1.3	61	31	21	11	6	6	9	24	85	173	172	128	70	1957-70
Arve Arthaz	75.5	45	27	29	27	22	27	32	54	71	80	71	60	44	1961-70
Arve Genève-Caroug	80.2	40	27	32	25	22	27	32	45	55	67	58	49	39	1936-70
Vanoise-Alpes Graies															
Arc à Bonneval	3.6	44	21	10	7	5	5	5	12	47	107	132	110	69	1948-58
Avérole	2	44	22	10	7	4	3	4	7	39	125	142	105	57	1948-67
Rutor Promise	2.6	53	29	13	9	7	6	6	14	62	132	155	128	74	1931-58
Isère Val d'Isère	1.8	39	24	16	13	10	9	10	16	43	113	106	70	41	1951-70
Grand Eyvia	6.3	35	17	12	8	7	7	7	18	52	93	101	65	39	1944-47
Savara Eau Rousse	2.6	33	16	7	3	2	1	2	11	49	99	92	66	39	1944-56
Doron Champagny	3.5	46	29	20	13	10	9	11	24	60	104	111	91	57	1949-71
Isère Moutiers	28.8	32	22	19	15	13	13	15	25	52	81	62	41	30	1921-68
Pelvoux															
Abéous La Grave	0.4	44	35	18	9	4	4	5	12	53	103	120	103	53	1962-66
Romanche Plan Alpe	1.6	37	23	11	6	4	4	4	12	48	104	110	77	43	1951-70
Vénéon Etages	5	49	34	22	11	8	7	7	16	55	122	131	105	67	1956-70
Diable St Christ.	1.2	43	31	21	11	6	6	9	20	51	96	126	93	51	1964-69

Tableau n° 37. Coefficients mensuels de débit

Rivière	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S
Alpes Bernoises												
Massa	0.54	0.11	0.04	0.02	0.02	0.03	0.10	0.53	2.03	3.36	3.26	1.92
Trübbach	0.26	0.08	0.05	0.03	0.03	0.03	0.16	0.71	2.33	3.33	3.23	1.76
Rhône Gletsch	0.64	0.20	0.11	0.08	0.06	0.07	0.15	0.64	2.06	3.16	3	1.81
Kander Gasterntal	0.55	0.29	0.14	0.09	0.07	0.09	0.24	0.79	2.12	3.05	2.80	1.70
Lonza Blatten	0.70	0.32	0.18	0.13	0.11	0.12	0.28	1.04	2.24	2.80	2.48	1.58
Simme Oberried	0.45	0.29	0.16	0.10	0.09	0.14	0.42	1.01	2.32	2.93	2.57	1.52
Rhône Brig	0.63	0.34	0.23	0.19	0.18	0.20	0.38	0.97	2.22	2.75	2.40	1.51
W.Lütschine	0.60	0.38	0.22	0.17	0.17	0.26	0.62	1.38	2.28	2.45	2.14	1.31
Rhône Reckingen	0.66	0.40	0.28	0.22	0.21	0.23	0.45	1.28	2.48	2.58	1.96	1.25
Rhône Sion	0.65	0.41	0.31	0.26	0.24	0.27	0.41	1	2.17	2.59	2.26	1.44
Rhône Branson	0.65	0.46	0.37	0.33	0.33	0.35	0.50	1.02	2.08	2.36	2.12	1.43
Rhône Porte Scex	0.65	0.50	0.39	0.35	0.35	0.39	0.58	1.1	2.13	2.31	1.95	1.3
Pennines												
Mattervisp Zermatt	0.40	0.16	0.10	0.08	0.07	0.08	0.13	0.57	2	3.35	3.12	1.77
Türtmann I.Sentum	0.45	0.23	0.16	0.12	0.10	0.08	0.11	0.61	2.12	3.27	3.05	1.70
Lys D'Ejola	0.73	0.24	0.13	0.08	0.08	0.09	0.25	0.82	2.24	2.93	2.74	1.67
SaaserV.Zermeigg.	0.48	0.18	0.10	0.07	0.06	0.07	0.19	0.93	2.55	3.13	2.71	1.53
Vispa Visp	0.53	0.28	0.18	0.15	0.14	0.15	0.25	0.73	2.08	3.02	2.87	1.62
Lys Gressoney	0.70	0.38	0.29	0.29	0.28	0.26	0.47	1.38	2.57	2.37	1.77	1.24
Evançon Champoluc	0.70	0.42	0.25	0.20	0.18	0.18	0.36	1.25	2.86	2.46	1.86	1.28
Mont Blanc												
Rognon de Lognan	0.41	0.15	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.19	1.25	3.55	4.38	1.77
Arv.Argentière	0.57	0.21	0.16	0.12	0.11	0.12	0.20	0.62	1.97	3	2.95	1.95
Arv.Mer de Glace	0.64	0.27	0.17	0.12	0.11	0.13	0.21	0.64	1.92	3.04	2.96	1.80
Reuse Saleinaz	0.60	0.25	0.17	0.13	0.11	0.13	0.24	0.68	1.91	3.15	2.92	1.70
Tré-la-Tête Laya	0.67	0.18	0.11	0.07	0.08	0.10	0.23	0.94	2.18	2.98	2.76	1.70
Arve Pont Joux	0.64	0.33	0.24	0.18	0.17	0.20	0.37	0.92	2.03	2.76	2.59	1.56
Arve Favrands	0.72	0.36	0.30	0.21	0.21	0.24	0.43	0.84	1.75	2.72	2.63	1.54
Trient	0.51	0.31	0.25	0.16	0.17	0.19	0.39	1.10	2.24	2.81	2.60	1.25
Arve Nants	0.72	0.37	0.28	0.20	0.20	0.25	0.48	0.97	0.94	2.64	2.54	1.41
Arve Chavants	0.77	0.36	0.26	0.20	0.21	0.24	0.39	0.89	1.84	2.71	2.59	1.54
Bionnassay	0.56	0.33	0.33	0.23	0.23	0.25	0.50	1.04	2.04	2.70	2.40	1.35
Doire Pré St Did.	0.78	0.35	0.36	0.32	0.29	0.33	0.59	1.13	2.13	2.32	2.02	1.45
Dranse de Ferret	0.65	0.33	0.19	0.12	0.10	0.10	0.27	1.43	2.88	2.72	1.95	1.25
Doire Baltée Aoste	0.73	0.45	0.28	0.28	0.24	0.28	0.49	1.13	2.69	2.44	1.78	1.22
Eau de Bérard	0.51	0.34	0.18	0.10	0.10	0.15	0.39	1.38	2.82	2.81	2.09	1.13
Arve Arthaz	0.59	0.64	0.59	0.48	0.58	0.71	1.19	1.56	1.78	1.56	1.33	0.96
Vanoise-Alpes Graies												
Arc à Bonneval	0.47	0.24	0.16	0.13	0.12	0.13	0.28	1.07	2.40	2.96	2.49	1.55
Avérole	0.47	0.24	0.15	0.10	0.08	0.09	0.17	0.89	2.86	3.21	2.41	1.33
Rutor Promise	0.55	0.25	0.17	0.13	0.11	0.12	0.28	1.16	2.49	2.91	2.42	1.41
Isère Val d'Isère	0.60	0.41	0.32	0.26	0.24	0.24	0.40	1.10	2.88	2.70	1.79	1.04
Gd Eyvia Cretaz	0.47	0.33	0.23	0.20	0.19	0.20	0.51	1.47	2.63	2.85	1.82	1.10
Savara Eau Rousse	0.51	0.22	0.10	0.06	0.04	0.07	0.35	1.52	3.06	2.83	2.03	1.21
Doron Champagny	0.73	0.44	0.30	0.22	0.19	0.24	0.57	1.32	2.31	2.44	1.97	1.25
ISère Moutiers	0.67	0.58	0.46	0.40	0.39	0.48	0.77	1.59	2.51	1.96	1.27	0.92
Pelvoux												
Romanche Plan Alpe	0.60	0.30	0.17	0.11	0.10	0.11	0.33	1.29	2.80	2.96	2.06	1.16
Vénéon Etages	0.70	0.44	0.22	0.15	0.14	0.15	0.33	1.14	2.50	2.69	2.15	1.38
Le Diable St Chr.	0.71	0.48	0.25	0.13	0.13	0.20	0.46	1.17	2.21	2.90	2.14	1.17
Abéous La Grave	0.61	0.36	0.16	0.10	0.07	0.08	0.20	1.01	2.23	3.40	2.60	1.18

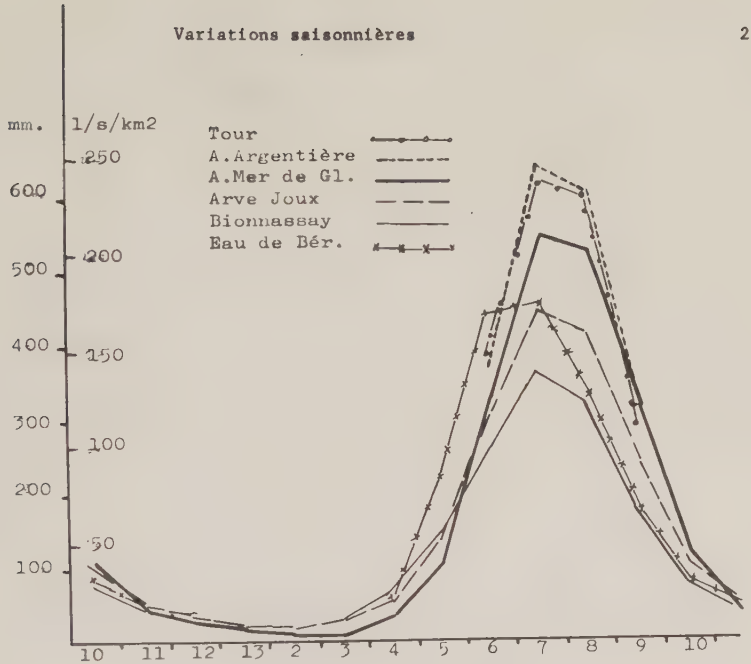


Fig N° 48 Débits mensuels: Haute-Arve

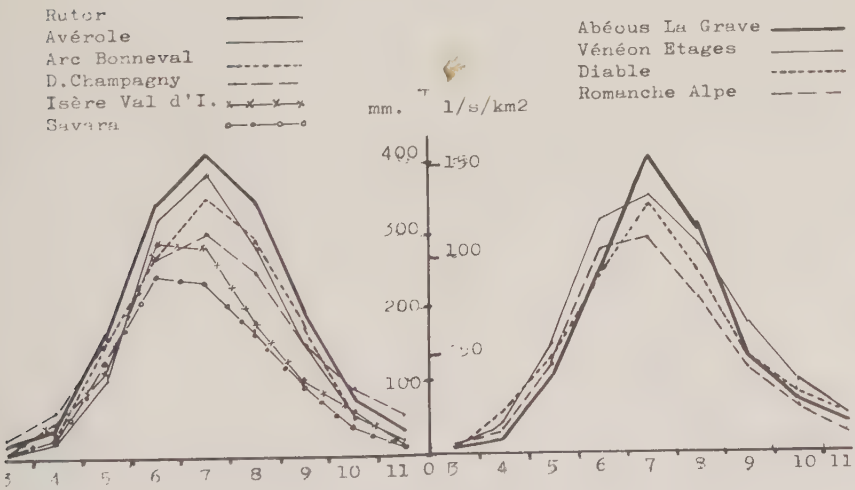
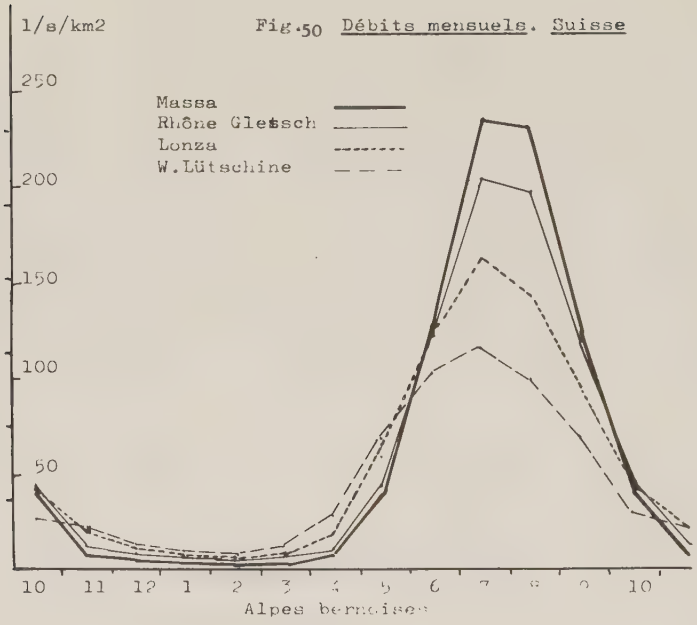


Fig.49 Débits mensuels

Vanoise-Alpes Graies

Pelvoux

Fig.50 Débits mensuels. Suisse



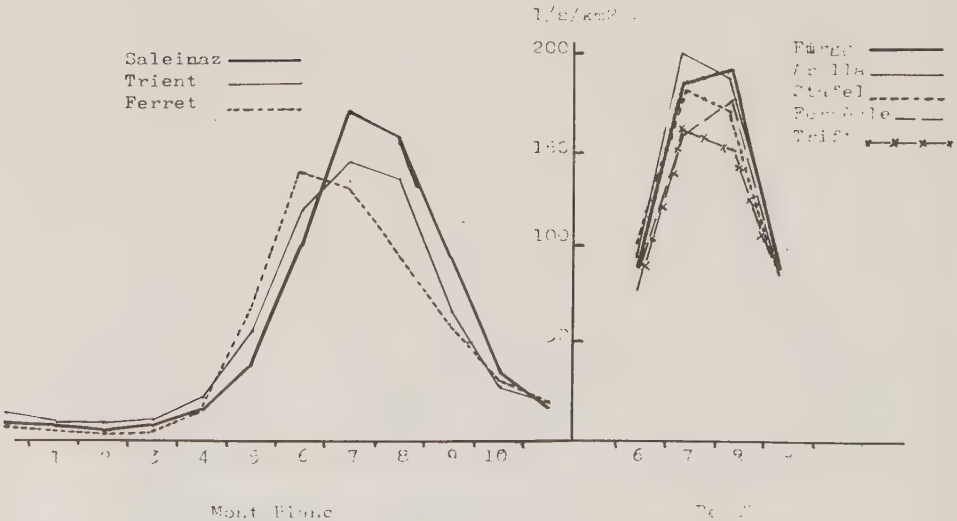
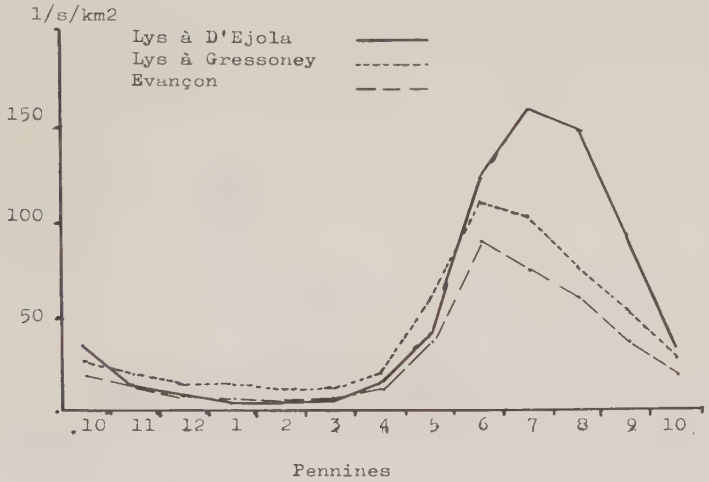


Fig. N° 51 Débits mensuels. Italie



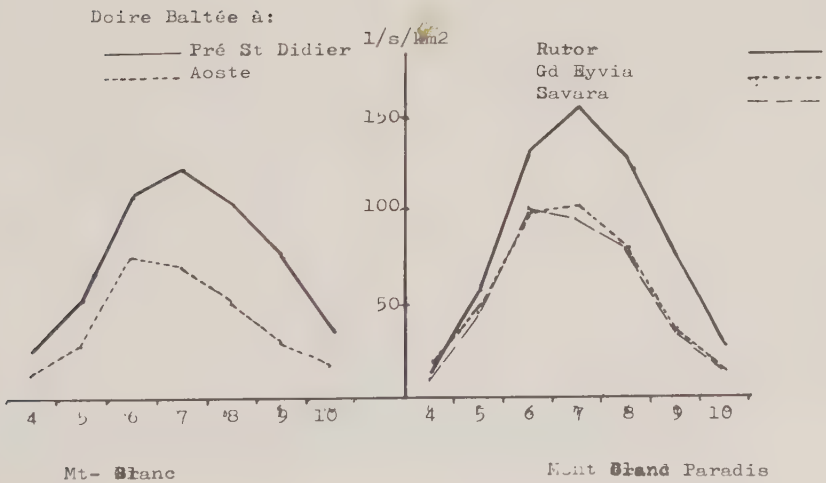
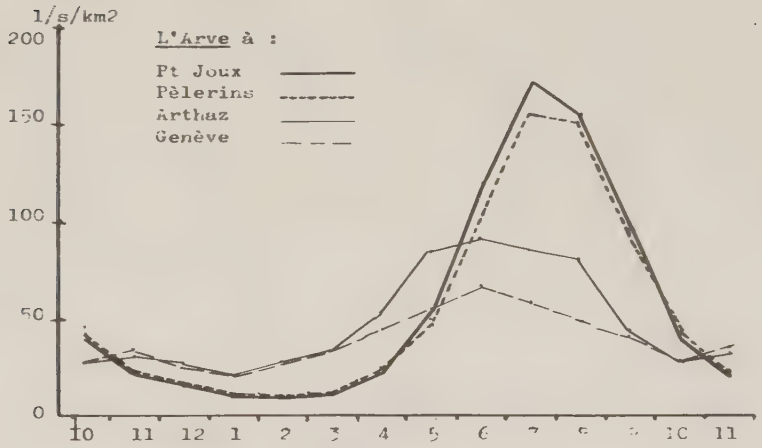
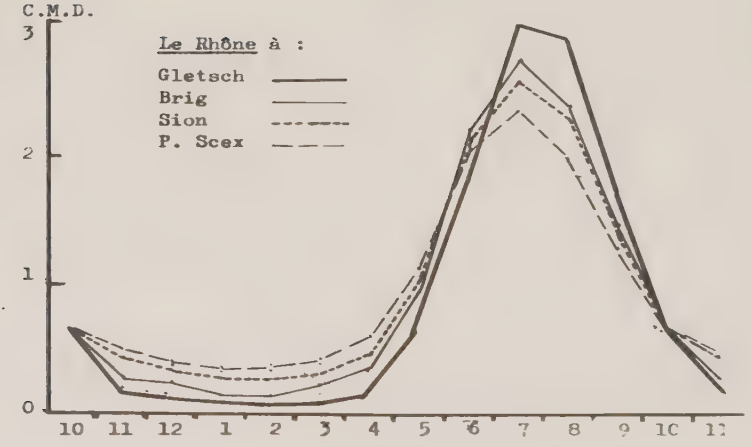


Fig. N°52 Débits mensuels d'amont en aval.





La même atténuation des caractères glaciaires se retrouve dans la figure n° 52, qui groupe les débits des stations échelonnées d'amont en aval sur l'Arve et sur le Rhône valaisan. (Sur ce dernier les débits sont donnés en coefficient mensuel de débit, les travaux de Grande Dixence ayant bouleversé les bassins, et avec eux les débits spécifiques.) Mais le régime glaciaire est mieux conservé sur le Rhône ; à Porte du Scex, le bassin a encore 16 % d'englacement. Sur l'Arve, dès Arthaz et surtout à Genève- Pont de Carouge, l'englacement qui ne dépasse pas 6 % est insuffisant et le régime glaciaire fait place à un régime complexe, de tendance nivale.

Il y a donc atténuation des caractères excessifs dans une même région, avec la diminution du taux d'englacement : mais la variabilité s'affaiblit aussi avec la protection croissante vis-à-vis des vents pluvieux, et avec la situation méridionale.

Il serait tentant de dégager un rapport chiffré entre ces valeurs extrêmes de l'abondance , comme il a été fait à bon droit pour d'autres régimes ; mais il ne semble pas que pour notre cas, ce soit très significatif .

En effet, l'altitude des stations de jaugeage elle-même est un élément important. Selon son altitude, la station se trouve plus ou moins longtemps soumise à des températures qui freinent l'écoulement de surface. Négligeons pour l'instant l'écoulement de profondeur dont il sera question plus loin, et ne considérons que l'écoulement superficiel. Le zéro de l'echelle limnimétrique se trouve au-dessus de 2000 m. d'altitude au Rognon de Lognan, à Inner Sentum, sur la Türtmann; entre 1800 et 2000 m. à Avérole, Val d'Isère, Bonneval-sur-Arc, à D'Ejola sur la Lys, à Plan de l'Alpe sur la Romanche. Puis au-dessus de 1600 m. à Zermatt, Zermeiggern, Gletsch, Eau Rousse sur la Savara. Or ce sont justement ces stations qui ont les coefficients d'hiver les plus bas. Il est bien évident que l'altitude et la période de gel qui en résulte est un facteur décisif de ces étiages prononcés. Le rapport des moyennes mensuelles extrêmes relie donc deux facteurs très différents : l'abondance d'été, liée aux influences glaciaires, et les maigres de l'hiver, d'autant plus accentués que l'altitude de la station est plus forte, que le régime soit glaciaire ou purement nival. L'Eau de Bérard, qui n'a que 8 % de glaciers sur son bassin, a un rapport de 30 entre le mois le plus abondant et le mois le plus maigre, comme l'Arveyron de la Mer de Glace qui a un taux de glaciation de 51 %. La Savara, comme la Trübbach ont un rapport de 100 contre 1, alors que leurs taux d'englacement sont respectivement de 12 et 58 %.

Nous ne chercherons donc pas à dresser un tableau des rivières glaciaires selon le rapport des moyennes mensuelles d'été et d'hiver. Un écart fort est un signe de la haute altitude de la station considérée, mais cet écart à lui seul n'exprime pas que le régime soit glaciaire. Si l'écart est très accentué et l'altitude de la station assez basse (ex: la Massa, altitude du zéro de l'échelle 687 m. jusqu'en 1965, moyenne de juillet : 46,1 m3/s, moyenne de février : 0,35 m3/s, soit un rapport de 132) alors toute réserve peut être levée, et on trouve bien là un trait très accentué d'une rivière à régime glaciaire.

2°/ ABONDANCE ESTIVALE

Les débits d'été des rivières à régime glaciaire sont d'une très grande abondance. Voici pour de longues périodes, quelques débits spécifiques :

	juillet	août
Arveyron d'Argentière (31.6 km2)	240 l/s/km2	231 l/s/km2
Le Tour (11.6 km2)	234	226
Massa (195 km2)	228	221
Rhône à Gletsch (29 km2)	209	196
Arveyron de la Mer de Glace (78 km2)	203	198
Haut d'Arolla (13 km2)	200	191
Furgg Ober Theodul (12.5 km2)	185	195

Pour des années particulières on obtient des débits encore plus forts :

La Massa en 1947 a écoulé	325 l/s/km2	328 l/s/km2
- en 1944 -	216	302
Le Rognon de Lognan en 1971 -	298	404
L'Arveyron d'Argentière en 1971 -	291	397
L'Arveyron de la Mer de Glace en 1964	293	224

Pour un bassin de 200 km2, comme celui de la Massa, la Durance à la Vachette ne dépasse pas 65 l/s/km2 dans son mois de hautes eaux (juin) et la Drôme à Luc-en-Diois 27 l/s/km2 en mars. Dans les Apennins, la Trebbia à Val sigrara (226 km2) a une abondance maximale de 77 l/s/km2 en novembre. Pour un bassin de 68 km2, voisin de celui de la Mer de Glace, la Noiraigue, dans le Jura suisse, n'atteint que 58 l/s/km2 en avril. Quant aux rivières de plaine, leurs valeurs extrêmes instantanées sont bien loin des chiffres moyens des rivières glaciaires.

Le coefficient 3 , qui signifie que le quart du débit annuel s'est écoulé en un seul mois, est atteint pendant 2 mois par les rivières suivantes, à taux d'englacement supérieur à 50 %:

-l'Arveyron d'Argentière au Rognon de Lognan
-la Massa
-la Trübbach
-la MatterVisp à Zermatt
-le Rhône à Gletsch
-la Türtmanna à Inner Sentum
-l'Arveyron de la Mer de Glace pendant certaines périodes.

Il est atteint pendant le mois de juillet seul par :

-l'Arveyron d'Argentière à la Passerelle
-la Reuse de Saleinaz
-la Kander
-la SaaserVisp à Zermeiggern
-la Vispa à Visp
-l'Avérole
-l'Abéous à la Grave

Or les englacements des 4 premières sont supérieurs à 40 %.

D'autre part on peut noter que le coefficient d'été de la Lys à D'Ejola avec un taux d'englacement de 47 % devrait dépasser 3. De même la Doire de Courmayeur à Pré St Didier a des coefficients assez bas pour juillet et août, 2.32 et 2.02, la Lys à Gressoney 2.37 et 1.77 alors que la Dranse de Ferret, au bassin moins englacé (12 % contre 19 %) a 2.72 et 1.95. De même à des taux de glaciation voisins, l'Eau de Bérard a une abondance plus grande l'été que la Doire Baltée à Aoste (2.81 et 2.09 contre 2.44 et 1.78).

Outre une relation avec le taux d'englacement du bassin, il y a aussi un rapport avec la latitude et l'exposition. Les versants italiens, plus chauds et plus ensoleillés, ont des périodes de gel et donc de rétention nivale et glaciaire moins longues.

La prédominance d'août sur juillet a-t-elle un sens ? Il semblerait logique que la fusion de la glace l'emportant sur celle de la neige à mesure que la saison s'avance, les rivières les plus englacées aient leur maximum en août. En France seul le Rognon de Lognan en est un exemple, mais on ne peut en tenir compte, ses débits n'étant relevés que pour les deux seules années 1970 et 1971. Considérons plutôt l'Arveyron de la Mer de Glace qui, pour la décennie oct.1954-sept.1964 a bien un coefficient d'août supérieur à juillet (3.04 contre 3.01), alors que pour la période 1951-70 c'est juillet quil'emporte (3.04 contre 2.96). Si l'on observe chaque année particulière, on voit que les débits sont supérieurs en août en 1956,1958,1960,1961 1962 et 1966. Or la température d'août a été supérieure à celle de juillet en 1958,1960,1961,1962 et 1966, mais les précipitations ont été nettement plus fortes en 1956, 1960 et 1966. Donc si les hauts débits d'août sont probablement dûs à la fusion glaciaire en 1958,1961 et 1962, ils sont plus sûrement dûs au ruissellement de la pluie en 1956,1960 et 1966. Dans cette partie très arrosée de l'arc alpin, on ne peut donc pas tenir le maximum d'août pour un témoignage d'une plus grande pureté du régime glaciaire.

Il n'en est peut-être pas de même pour les Pennines. La station suisse de Furgg-Obertheodul (bassin de 12.64 km2 avec 80.8 % d'englacement) donne pour les 8 années 1966-1973 des valeurs d'août supérieures à celles de juillet, soit 195 l/s/km2 contre 182. L'année froide 1968, à fusion glaciaire très réduite, est la seule où juillet l'emporte (107 l/s/km2 contre 179). L'année 1971, chaude et sèche, à forte fusion glaciaire, présente une très forte prédominance d'août, (276 l/s/km2 contre 183). Or la vallée de Zermatt comme nous l'avons déjà vu, est beaucoup plus sèche que la Haute Arve. Zermatt, à 1640 m. d'altitude ne reçoit que 700 mm de pluies annuelles, alors que le Tour, à 1460 m. reçoit plus de 1400 mm. Il semble donc que dans les régions moins arrosées de l'arc alpin, la prédominance d'août sur juillet soit bien due à la fusinn glaciaire.

Le coefficient du mois de pointe est compris entre 2.50 et 3 pour toutes les autres rivières : même les rivières à faible taux d'englacement, mais à bassin élevé où les influences nivales l'emportent, telles que l'Eau de Bérard ou la Dranse de Ferret, ont encore des coefficients de 2.81 et 2.72 en juillet, mais ce n'est plus le débit maximal. Le coefficient ne tombe au-dessous de 2.50 que pour les stations de l'aval, le Rhône en aval de Sion, la Doire après Courmayeur, l'Arve après Sallanches, ou l'Isère à Moutiers.

Le mois de juin, mois de la fusion nivale, est plus diversifié. Sur les rivières aux bassins les plus englacés, juin est peu fourni et les coefficients se tiennent autour de 2 :

-Rhône à Gletsch	: 2.06
-Massa	2.03
-MatterVisp à Zermatt	2
-Arv.d'Argentière	1.97
-Arv.de la Mer de Glace	1.92
-Reuse de Saleinaz	1.91

Dès que le taux d'englacement baisse, avec une grande régularité, le débit de juin monte : il se tient entre 2.20 et 2.50 à la Trübbach, la Lonza, la Simme, la Weisse Lütschine, la Lys à d'Ejola, le Trient, l'Arc à Bonneval, le Rutor, le Doron de Champagny, le Vénéon. Juin a les plus forts coefficients sur les rivières les plus typiquement nivales : la Dranse de Ferret :2.88, l'Eau de Bérard : 2.82, l'Isère à Val d'Isère : 2.88, l'Evançon à Champoluc : 2.86; il dépasse même 3 à Eau Rousse sur la Savara.

Quant à septembre, il n'atteint jamais le double du module . Il atteint ses plus hautes valeurs 1.70 à 1.98 sur les rivières aux bassins les plus englacés: il baisse régulièrement avec le taux de glaciation et se rapproche du module, 1 à 1.2 pour les rivières nivales, ou celles des massifs méridionaux. Mais il dépasse juin pour les rivières des Pennines moins enneigées. Les débits de septembre sont donc bien liés à la fusion glaciaire, alors que c'est la fusion nivale qui est responsable des débits de juin, dans une proportion qu'il faudra préciser ultérieurement.

Dans quelles limites les débits de la saison chaude varient-ils selon les années ? Le tableau n° 38 montre que les variations interannuelles des débits de juillet et d'août sont faibles et ne dépassent pas 2. En juin, l'écart est plus grand, ce qui montre encore une fois que la fusion glaciaire est plutôt un élément de régularité, plus que la fusion nivale.

Tableau n° 38. Valeurs extrêmes des moyennes mensuelles des débits d'été, en m3/s

	Juin		Juillet		Août		Septembre	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
Arv. Mer de Glace	4.7	14.7	10	22.9	10.6	20.9	4.8	13.6
Arve Pont la Joux	4.9	14.6	9.4	18.5	8.9	16.1	3.8	10
Arv. Argentière	2.5	6.7	6.2	10.3	5.2	9.8	1.6	6
Tour	1.2	2.1	1.8	3.6	1.9	3.3	0.6	1.8
Eau de Bérard	2	5.8	1.7	5.5	1.2	4.2	0.8	2.9
Avérole	2.8	8.5	4.6	9.9	3.5	6.4	1	3.6
Doron de Champagny	4.6	18.9	4	14	3.5	9.8	2.4	5.5

3°/ LES MOIS INTERMEDIAIRES

Entre les étiages d'hiver et l'abondance estivale se trouvent des mois intermédiaires, pendant lesquels se produisent le gonflement des débits puis leur tarissement.

Avril a encore des débits très réduits : dans ces hautes altitudes, il appartient encore à l'hiver. Le printemps n'apparait que dans les fonds de vallée, avec des températures positives. Au Tour (1460 m.) mars a une moyenne de 0°1 et avril 3°5. Mais à Grand St Bernard (2479 m.) la température moyenne d'avril est encore de -3°7, c'est l'hiver. Les rivières aux bassins les plus englacés ont un coefficient d'avril inférieur à 0.20 et seules les stations d'aval ont un chiffre supérieur à 0.50.

Mai marque le début de la fusion dans les parties inférieures des bassins. La température moyenne atteint 8°2 au Tour, et 0°4 à Grand St Bernard : cela veut dire qu'il gèle encore la nuit à 2500 m. mais plus rarement le jour. Les grands bassins glaciaires ont encore des coefficients très bas: 0.53 à la Massa, 0.57 à la MatterVisp, 0.62 à Argentière, 0.64 au Rhône de Gletsch et à la Mer de Glace. Les bassins moins élevés en altitude ont des coefficients plus forts : près de 1 pour la Lonza, la Simme, le Rhône à Brig, l'Arve, le Bionnassay l'Arc à Bonneval. Le coefficient 1.2 est atteint par les rivières nivales.

Octobre est le mois du tarissement, dû au refroidissement. De septembre à octobre, la température tombe au Tour de 11°6 à 6°6, à Grand St Bernard de 4°8 à 0°1 et à Plateau Rosa (3488 m.) de -0°1 à -4°2. On peut dire que le gel est général la nuit à 2500 m. De plus toute chute de pluie, le plus souvent accompagnée d'une baisse de la température, tombe en neige de plus en plus bas et, en recouvrant la glace vive du glacier, freine brutalement la fusion : si les premières neiges fondent sur le roc, encore chaud, elles demeurent sur la glace froide et ne fonderont plus. Les coefficients sont assez réguliers : pour

toutes les rivières, ils sont compris entre 0.40 et 0.78, les plus faibles étant plutôt ceux des rivières typiquement glaciaires, mais la différence entre les différents types de rivières est peu nette. Comme toujours les influences thermiques sont plus régulières que les autres.

Novembre fait déjà partie de l'hiver. Les températures sont négatives sur la plus grande partie des bassins (+1°4 au Tour, -4°4 à Grand St Bernard). Les coefficients sont très bas, de 0.11 à 0.25 sur les rivières les plus glaciaires, de 0.25 à 0.60 pour les autres. La rétention nivale et glaciaire domine l'écoulement pluvial.

Les saisons intermédiaires sont donc très courtes et se réduisent à deux mois, mai et octobre, entre des périodes d'écoulement de 4 mois et de longs hivers de rétention de 6 mois.

4°/ LES ETIAGES D'HIVER

Les débits des rivières glaciaires sont exceptionnellement faibles en hiver : le gel arrête le gros de l'écoulement et on ne voit qu'un filet d'eau dans des lits encombrés de glace et de neige.

Le tableau des coefficients mensuels de débit est assez impressionnant. Pour les trois mois d'hiver les plus froids, on a les chiffres suivants :

	janvier	février	mars
Massa	0.02	0.02	0.03
Trübbach	0.03	0.03	0.03
Rhône à Gletsch	0.08	0.06	0.07
Kander à Gasterntal	0.09	0.07	0.09
Rognon de Lognan	0.11	0.09	0.06
Arv.Argentière (Passerelle)	0.12	0.11	0.12
Arv.Mer de Glace	0.12	0.11	0.13
Reuse de Saleinaz	0.13	0.11	0.13

Dans le monde, de tels chiffres ne se trouvent que sur certaines rivières à régime tropical, où l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide provoquent des écarts du même ordre. On trouve en avril et mai des coefficients de 0.03 sur le Son, affluent du Gange, et 0.08 sur le Nil à Khartoum (chiffres cités par M.PARDE, 1947).

Ces chiffres veulent dire que la Massa n'écoule en hiver que le 1/50ème de son module en 1 mois, et les Arveyrons environ le 1/9ème. Ces étiages sont dûs autant à la rétention nivale que glaciaire, et nous avons vu que si la station est suffisamment haute en altitude, les étiages sont aussi forts sur des rivières plus spécialement nivales.

La longueur de la période de basses eaux est aussi liée à l'altitude de la station. Dans les stations les plus hautes, cette période englobe mars; parfois même, mars a un débit plus faible que janvier; au Rognon de Lognan,

avril est plus faible que janvier et février.

Mais si l'on observe les débits spécifiques et non les coefficients mensuels de débit, on est frappé de trouver des chiffres nullement médiocres. Si la Massa et la Trübbach ont une moyenne de 1.3 et 1.28 l/s/km2 en février sur de longues périodes, ces mêmes valeurs deviennent pour le Rhône à Gletsch : 4.4 l/s/km2, pour la MatterVisp à Zermatt :4, pour la Reuse de Saleinaz : 6.2, pourl'Arveyron d'Argentière : 8.23 et pour l'Arveyron de la Mer de Glace : 7.2 l/s/km2. Or le module de la Seine à Paris est de moins de 9 l/s/km2. Les maigres d'hiver sont donc moins excessifs qu'on ne pourrait le penser, et l'écoulement est encore positif en hiver.

On peut alors se poser la question suivante : est-il possible qu'un bassin de très haute altitude ait encore un certain écoulement liquide en hiver dans une période de très grand froid ?

En fin février 1963, après 40 jours de gel ininterrompu au Tour (1460m), l'Arveyron de la Mer de Glace a encore un débit de 0.29 m3/s, soit 3.7 l/s/km2, Bionnassay a 7 l/s/km2 et l'Arve au Pont de la Joux 7 l/s/km2.

En février 1956, après 1 mois où les minima atteignirent -27° au Tour, l'Arveyron d'Argentière a un débit moyen de 4.7 l/s/km2 et l'Arveyron de la Mer de Glace écoule 5 l/s/km2.

D'autre part on constate que les débits baissent régulièrement à mesure que l'hiver se déroule. Le ler janvier 1953, l'Arveyron de la Mer de Glace écoule encore 13 l/s/km2 ; le 15 le débit descend à 11 l/s/km2, puis à 10 le ler février et à 7 le ler mars. Cela n'exclut pas parfois une petite crue brutale et inattendue en plein hiver dûe à de fortes pluies en temps de "redoux" : ainsi le débit,sur l'Arveyron de la Mer de Glace, de 38 l/s/km2 le 15 janvier 1955 est dû à 237 mm de pluie tombée en 5 jours., par +3° et +5°. Ou encore le débit de 32 l/s/km2 du 9 février 1966, après une pluie de 90 mm. En dehors de ces accidents, on voit le plus souvent une lente descente du débit jusqu'en fin d'hiver.

Cet écoulement hivernal est-il dû à une fusion de surface ? Cela est peu probable, en dehors des cas de réchauffement cités. De plus nous verrons en étudiant les oscillations journalières du débit dûes aux variations diurnes de la température, que celles-ci disparaissent entièrement l'hiver. Il faut chercher ailleurs une explication que vont donner les faits suivants :

1°/ P.VEYRET (1959) a attiré l'attention sur l'abondance, dans la vallée de Chamonix, des terrains où une certaine infiltration peut se produire. Dans la roche en place, les terrains cristallins sont imperméables, mais ici ils se comportent comme une véritable "passoire", fissurés, diaclasés, redressés à la verticale, feuilletés, par suite des extraordinaires efforts tectoniques

qu'ils ont subis.. De plus le secteur de 2100 à 2450 m. d'altitude est recouvert d'une épaisse couche de plaquettes brisées par le gel et accumulées sur place. Plus bas les moraines sont un matériau meuble et facilement perméable . Tout cela contribue à laisser s'infiltrer lee eaux pluviales ou les eaux de fonte en été ; l'hiver l'eau, préservée du gel s'égoutte lentement.

2°/ D'autre part, les venues d'eau du tunnel du Mont Blanc donnent à réfléchir. Le creusement du tunnel a été gêné par des venues d'eau importantes aussi bien sous le versant italien que sous le versant français ; cette eau est particulièrement froide, ce qui a empêché que se manifeste la montée de la température de l'air qui avait tant compliqué le creusement du tunnel du Simplon. Le tunnel passe sous le glacier du Géant, affluent de la Mer de Glace, et on peut conclure à bon droit que ces venues d'eau sont dûes à des infiltrations sous-glaciaires. Le débit total de ces diverses sources est assez constant et varie de 160 à 190 l/s.

Comment en si haute altitude l'eau peut-elle se trouver à l'état liquide ? Le long du tracé du tunnel, le glacier du Géant est à 3300 m. d'altitude environ. L'épaisseur maximale du glacier étant de 330 m. le lit rocheux dans cette section doit se trouver vers 3000 m. La température de l'air est en moyenne à -10° en hiver à 3000 m. L'eau peut se trouver néanmoins à l'état liquide grâce à deux processus :

-d'une part la pression de 300 m. de glace abaisse le point de fusion de la glace.

-d'autre part, et ceci est plus efficace, il ne faut pas négliger les apports thermiques dûs à l'énergie de frottement du glacier sur son lit et au flux géothermique. Les glaciologues suédois (Th. STENBORG 1965) estiment le débit d'eau obtenue par cette fusion égale à 0.5 et 1.5 l/s/km2. Cela donnerait de 4 à 12 l/s pour les 8 km2 du glacier du Géant. Au Laboratoire du col de Porte à 1300 m. d'altitude, on obtient à l'aide du lysimètre une valeur de ce flux capable de fondre une couche de neige de 0.6 mm de valeur en eau, soit 7 l/s/km2. La valeur calculée sur les glaciers suédois plus froids que les glaciers alpins est probablement trop faible. Celle du col de Porte est sûrement trop forte, car elle est calculée sur la neige à basse altitude, et sur un sol découvert l'été qui a pu emmagasiner de la chaleur solaire. Le moyen terme, 3 à 5 l/s/km2 correspondrait au débit minimum des périodes de froid rigoureux.

Il semble donc plausible d'estimer pour la Mer de Glace un débit d'une valeur voisine de 0.12 à 0.20 m3/s, ou de 3 à 5 l/s par km2 de glacier, dû au flux géothermique et à l'énergie de frottement, débit constant toute l'année.

Le supplément d'hiver, d'environ 4 à 5 l/s/km2, a pour origine l'eau lentement drainée dans les masses de névés, contenue dans les crevasses, les poches, les cavités capillaires ainsi que l'eau d'infiltration des moraines et matériaux meubles; toutes ces eaux s'écoulent lentement par des chenaux sous ou intraglaciaires et diminuent au cours de l'hiver.

Les variations interannuelles des débits de saison froide sont dans un rapport de 1 à 2 pour les rivières glaciaires et de 1 à 3 et même 5 pour les rivières à prédominance nivale. L'écart est du même ordre que pendant l'été.

5°/ VARIATIONS DES DEBITS MENSUELS LE LONG D'UNE MEME RIVIERE

Les différentes stations échelonnées le long du Rhône valaisan et de l'Arve permettent de suivre la dégradation des caractères nivaux et glaciaires, bien que les débits soient de plus en plus influencés vers l'aval par les différents barrages et prises d'eau des grands ouvrages hydro-électriques. Les débits ne sont plus naturels et on hésite à en tenir compte.

On peut néanmoins dire que l'écart entre les débits d'hiver et d'été a tendance à diminuer vers l'aval. De la station du Rhône à Gletsch à celle du Rhône à Porte du Scex, les coefficients de juillet passent de 3.08 à 2.31, ceux d'août de 3 à 1.95 et ceux de septembre de 1.98 à 1.3. De l'Arve au Pont de la Joux à la station d'Arthaz, les mêmes coefficients passent de 2.76 à 1.56 en juillet, de 2.59 à 1.33 en août et de 1.56 à 0.96 en septembre.

Les débits de mai et juin augmentent au contraire, l'influence nivale gagnant du terrain en aval. Mais si le Rhône à Porte du Scex a encore des caractères glaciaires bien affirmés, il n'en est pas de même pour l'Arve à Arthaz, où une remontée du débit s'amorce en novembre, sous des influences qui n'ont plus rien de glaciaire. Les cartes des régimes glaciaires établies par A.GUILCHER (1964) sont suggestives à cet égard.

II. CLASSEMENT DES DIFFERENTS TYPES DE REGIMES GLACIAIRES

Il semble que l'on soit maintenant en présence de relations suffisamment fortes entre les phénomènes, pour établir un classement des rivières glaciaires. Nous avons vu que les débits d'étiage n'étaient pas assez significatifs et ne permettaient pas de distinguer les influences glaciaires et nivales. Le classement habituel par ordre des débits d'été, a été exposé par M.PARDE. Nous allons voir qu'il correspond très précisément avec un classement par taux d'englacement des bassins, qui s'est imposé à nous tout au long de ce travail.

1°/ Classement par ordre d'importance des débits d'été

Le classement des différentes nuances du régime glaciaire se fait par le rang qu'occupent les mois d'été dans la série annuelle des débits. Juillet et août -ont les mois des fortes températures donc de la fusion. Septembre est encore très fourni en eau de fusion glaciaire, malgré la chute des températures. Juin est le grand mois de la fusion nivale, dans les bassins moins élevés.

On peut donc considérer qu'une rivière glaciaire doit toujours avoir son débit maximal en juillet : si elle l'a en août, c'est encore mieux, mais ce n'est pas probant. Août, puis septembre l'emportent sur juin dans les rivières les plus purement glaciaires. Si juin a l'avantage sur septembre, cela dénote des bassins versants moins hauts. Si juin est supérieur à juillet, cela signifie que la fusion nivale domine, c'est alors le type nivo-glaciaire. Si mai l'emporte sur août avec l'ordre juin-juillet-mai-août, c'est le type nival de montagne, drainant des surfaces où demeurent quelques glaciers dont l'importance est négligeable. Soit en résumé :

Type ultra glaciaire : Juillet-Août-Septembre-Juin
Type glaciaire normal : Juillet-Août-Juin-Septembre
Type glaciaire mitigé : Juillet-Juin-Août-Septembre
Type nivo-glaciaire : Juin-Juillet-Août-Mai
Type nival de montagne : Juin-Juillet-Mai-Août

2°/ Classement par taux d'englacement des surfaces réceptrices

Si nous comparons ce classement avec le taux d'englacement des bassins versants des rivières, nous trouvons une bonne relation (tableau n° 39) :

-les rivières de type nival de montagne ont moins de 5% de glaciers dans leurs bassins.

-les rivières de type nivo-glaciaire ont des taux d'englacement de 5 à 15%

-les rivières de type glaciaire mitigé ont des englacements compris entre 15 et 25 %.

-les rivières de type glaciaire normal ont des taux d'englacement qui dépassent 25 %.

-Quant au type ultra glaciaire, il n'est représenté pleinement qu' à Furgg-Obertheodul (Pennines) dont le bassin est englacé à 80 %, et au Rognon de Lognan (Mont Blanc) mais sur deux ans d'observations seulement. Les trois autres stations des Pennines sont plus malaisées à classer : Ferpècle n'a pas Septembre supérieur à Juin, mais août l'emporte de beau coup sur juillet. Trift et Haut d'Arolla ont septembre supérieur à juin, mais c'est août qui fléchit devant juillet. Il faut noter que pour des englacements à peine supérieurs à celles du Mont Blanc, ces rivières des Pennines ont des caractères glaciaires plus prononcés. Il est probable que les massifs des Alpes Bernoises et du Mont Blanc sont trop arrosés et trop enneigés pour que juin passe après septembre.

Tableau n°39. CLASSEMENT DES DIFFERENTS TYPES DU REGIME GLACIAIRE

(avec l'englacement en %)

	Alpes Bernoises		Pennines		Mont Blanc		Vanoise-Pelvoux	
ULTRAGLACIAIRE								
A-Jt-S-Jn								
			Furgg Ob.Th.	80	Rognon Lognan	68		
			Ferpècle	64				
			Ht d'Arolla	55				
			Trift	53				
GLACIAIRE NORMAL								
Jt-A-Jn-S								
	Massa	66	MatterVisp	57	Tour	70	Arc à Bonn.	29
	Trübbach	58	Türtmann	56	ArveyronM.Gl.	51	Abéous	38
	Rhône Glets.	56	Lys D'Ejola	47	Arveyron Arg.	52		
	Kander	43	SaaserVisp	41	Saleinaz	50		
	Lonza	40	Vispa	33	Tré-la-Tête	42		
	Simme	38	Stafel	55	Arve Joux	36		
	Rhône Brig	29			Arve Favrands	33		
	Rhône Sion	20			Trient	34		
					Arve Nants	29		
					Bionnassay	24		
GLACIAIRE MITIGE								
Jt-Jn-A-S								
	Weisse Lütch	20			Dora Courmay.	19	Avérole	26
	Rhône Reck.	19					Rutor	23
	Rhône Scex	16					Romanche	23
							Diable	17
							Vénéon	15
							Gd Eyvia	12
NIVO-GLACIAIRE								
Jn-Jt-A-M								
			Lys Gressoney	17	Dr. Ferret	12	Savara	10
			Evançon	13	Doire Aoste	8	Isère Val	17
					Eau Bérard	8		
NIVAL DE MONTAGNE								
Jn-Jt-M-A								
					Arve Arthaz		Isère Mout.	4

3°/ Classement des glaciologues russes

Une glaciologue russe, O. STCHEGLOVA, (cité dans A. GUILCHER 1965, et 1961) reprend le critère de V.L. SCHULTZ pour classer les rivières de l'Asie moyenne soviétique. Elle fait intervenir l'été comme facteur direct et le printemps comme facteur inverse. Elle établit le rapport des débits des mois suivants : $\frac{Jt + Ao + S}{M + Av + Mai + Jn}$. Si le coefficient obtenu est supérieur à 2, on a affaire aux rivières glaciaires ; entre 1 et 2, ce sont les rivières nivo-glaciaires; les rivières nivales ont un coefficient de 1 à 1,5.

Si l'on applique ce paramètre à nos rivières, on obtient des chiffres légèrement différents. Quelques-unes de nos rivières glaciaires, le Trient, la Simme, l'Arc à Bonneval, l'Abeous, le Rhône à Brig, sont compris entre 1.6 et 1.8. Nos rivières nivales n'atteignent pas 1. Une valeur de 6 est atteinte par le Rognon de Lognan (sur 2 ans d'observations seulement) comparable à la seule année du Seldara qui obtient 8.

Les valeurs obtenues par cette méthode pour l'arc alpin paraissent donc légèrement trop faibles. Il est naturel en effet qu'en raison des conditions climatiques du Pamir, si différentes des nôtres, une puisse adopter un même système. L'Asie moyenne soviétique est beaucoup moins arrosée que l'arc alpin: les steppes y annoncent un climat semi-désertique. Au Lednik Fetchenko, la moyenne des précipitations des 6 mois d'hiver est de 407 mm. alors qu'elle est de 784 mm. au Tour. La ligne des névés se trouve vers 4000 m., soit 1000 m. plus haut, alors que la même latitude ne doit pas apporter de grandes différences de température. Les sommets sont beaucoup plus hauts (Pic Staline 7500 m.). Les hauts plateaux s'étendent à 4000 m., la période de fusion est donc beaucoup plus courte et juin, peu nourri par la neige et pas encore par la fusion de la glace, doit avoir des chiffres de débits moins forts que dans l'arc alpin. Il est donc possible que ce calcul donne des plus fortes valeurs.

Ce classement n'est donc pas tout à fait approprié à l'Europe Occidentale à cause de l'influence de la neige. Ayant la chance que tous nos glaciers soient depuis longtemps répertoriés et mesurés, nous avons avantage à garder le classement par taux de glaciation pour confirmer celui par ordre des débits.

Mais on entrevoit qu'il existe dans le monde des rivières à caractères glaciaires plus prononcés que dans les Alpes Occidentales. Si nous trouvons dans l'arc alpin tant de glaciers à une altitude assez basse, c'est qu'il est très arrosé, très nourri en neige; mais alors la fusion de la neige

trouble la pureté du régime glaciaire. Déjà on perçoit dans la vallée de Zermatt, la plus sèche de l'arc alpin, des types plus purement glaciaires qu'ailleurs, à englacement égal. S'il y a peu de neige, comme vraisemblablement dans le bassin du Seldara au Pamir, il faut alors que l'altitude extrêmement élevée apporte un élément de compensation : le peu de neige tombée doit se transformer tout entière en glace, en étant peu soumise à la fusion estivale.

Qu'adviendrait-il du régime des cours d'eau glaciaires drainant des glaciers tropicaux et équatoriaux ? Par exemple, que se passe-t-il au Kilimandjaro ou au Chimborazo, où il n'y a pas de saison thermique ? En l'absence de documentation, on ne peut faire que des suppositions. Le régime glaciaire serait certainement profondément modifié. L'abondance moyenne serait probablement faible, les phénomènes de sublimation devant jouer, comme on l'a vu dans les Andes (LLIBOUTRY 1964). Les variations journalières seraient maintenues; par contre les variations saisonnières devraient disparaitre. Au lieu d'une fusion nivale de printemps et d'une fusion glaciaire d'été, on aurait seulement une fusion diurne, égale le long de l'année, produisant et mêlant les eaux des trois origines. La rétention nivale ne jouerait donc pas longtemps, la neige tombée de nuit fondant le jour dans les parties basses du glacier, et se transformant en glace sur les cimes.

III. REGIME SAISONNIER ET FACTEURS CLIMATIQUES

L'étude des moyennes mensuelles permet d'aller plus loin que celle de l'abondance moyenne dans l'étude du rapport qui relie débits et climat, que nous abordons maintenant.

A. ANNEE MOYENNE.

Considérons d'abord les moyennes mensuelles de l'Arveyron de la Mer de glace pendant la décennie oct.1954-sept.1964 ainsi que les données climatiques de la même période.(fig.n°53). Le gonflement estival s'oppose à un étiage d'hiver très prononcé. La période d'étiage s'étend d'octobre à avril; c'est aussi d'octobre à avril que les températures moyennes sont négatives à

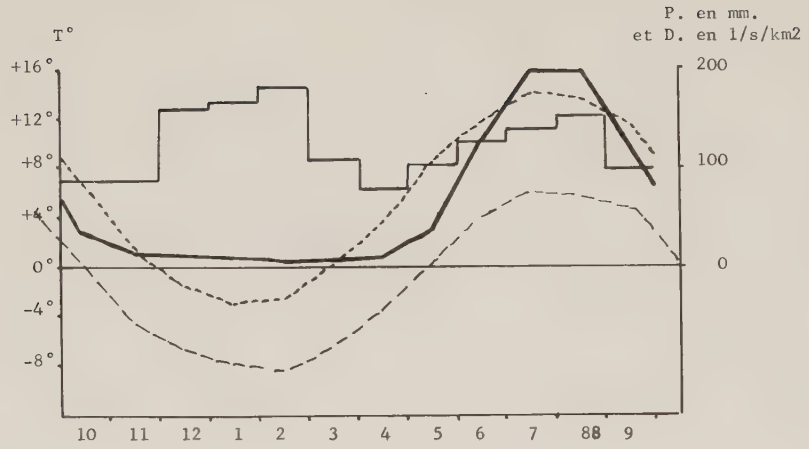
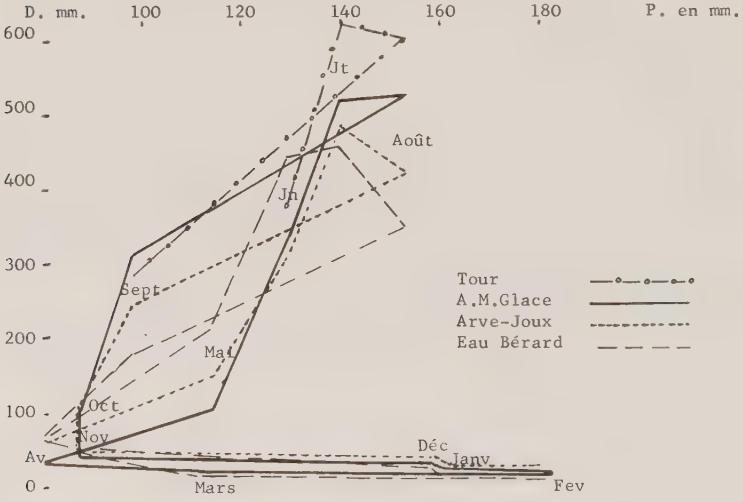


Fig.n°53 A. Débits mensuels de l'Arveyron de la Mer de de Glace ——— , précipitations au Tour ——— , température au Tour ------- , et à Grand St Bernard ——— —
Moyennes 1954-1964

Fig.n° 53 B. Corrélation débits précipitations



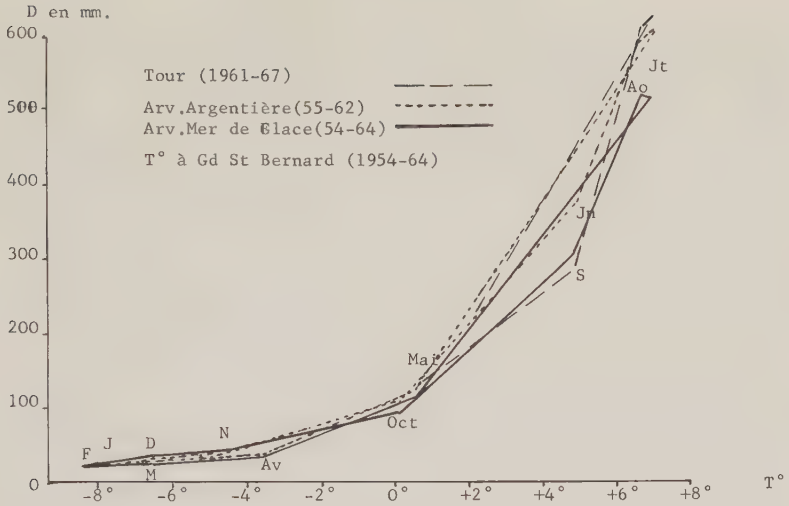
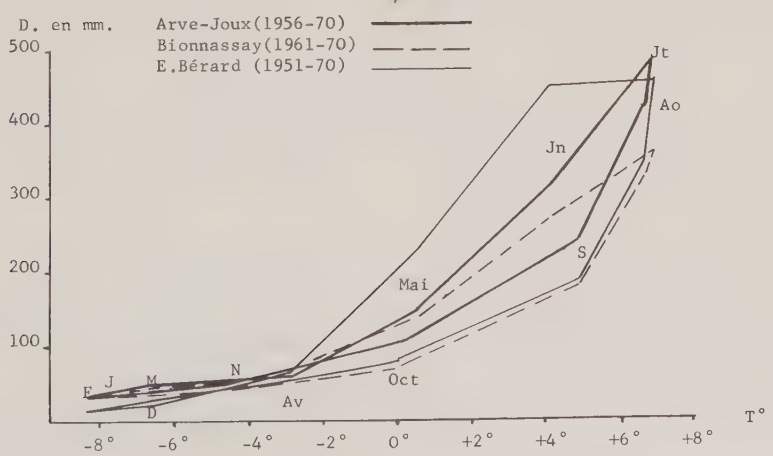


Fig.n° 54. Corrélation débits mensuels - température



Grand St Bernard (2479 m.) dont l'altitude n'est pas très éloignée de l'altitude moyenne du bassin (2780 m.). Pendant les 4 mois d'été les débits suivent assez fidèlement la courbe des températures.

La courbe des débits par contre est sans rapport apparent avec celle des précipitations: les précipitations de saison froide passent totalement inaperçues dans les débits. L'été, de mai à septembre, la relation parait un peu plus étroite.

Les diagrammes (fig.n° 53 B et 54) sont plus clairs : ceux de la fig. 54 sont construits en reliant les températures à Gd St Bernard avec les débits en lame d'eau équivalente des rivières ; le premier réunit les bassins les plus englacés, le Tour et les deux Arveyrons; le deuxième, les rivières à influences nivales plus fortes, l'Arve au Pont de la Joux, le Bionnassay et l' Eau de Bérard. Les rivières les plus purement glaciaires suivent de près la symétrie de la montée et de la descente saisonnière de la température ; les débits de juin et de septembre sont très proches et les courbes très fermées. A mesure que l'englacement diminue, la symétrie disparait; les courbes de l'été s'ouvrent, dès mai et jusqu'en octobre. La dissymétrie est la plus forte entre juin et septembre. Cela signifie que sur les rivières nivales, la fusion de la neige de mai-juin n'est pas relayée par la fusion glaciaire de septembre. Sur les rivières glaciaires, la fusion glaciaire vient compenser à peu de choses près l'arrêt de la fusion nivale.

Le diagramme n°53 présente les relations entre les précipitations au Tour et les débits de 4 rivières de la Haute Arve. L'indépendance est totale en hiver d'octobre à avril. L'été la relation est plus positive. Pour de mêmes précipitations, les débits sont plus forts sur les rivières glaciaires en juillet, août et septembre, et plus faibles en mai et juin. Cela montre bien encore une fois qu'un écoulement d'autre origine que pluviale vient s'ajouter au débit des rivières nivales en début de saison chaude et au débit des rivières glaciaires, à partir de juillet.

B. QUELQUES ANNEES CARACTERISTIQUES

Les valeurs établies pour l'année moyenne pendant une période plus ou moins longue, ne permettent pas d'obtenir plus de précision. Il faut maintenant considérer quelques années typiques en particulier pour saisir avec plus de détails le jeu des influences climatiques.

Les 15 dernières années pour lesquelles nous avons les documents nécessaires, n'offrent pas d'exemples d'années exceptionnelles, dont un seul caractère très accentué pourrait être mis en valeur. Aucun été n'a été complètement sec ou longuement chaud. De plus la variété spatiale est grande, et un été

peut être sec en Haute Arve et arrosé dans les Alpes Bernoises. Néanmoins certaines années méritent d'être étudiées (fig. N° 55 à 57):

-1963/64 est une année très régulièrement sèche dans le massif du Mont Blanc, avec un début d'été chaud et un enneigement très déficitaire. 1966/67 est aussi un été sec et chaud, mais après un hiver plutôt arrosé.

-1962/63 offre l'exemple d'un été orageux, suivant un enneigement très fort.

-1969/70 a eu un enneigement exceptionnellement fort.

-1965/66 a un été humide et froid, succédant à un hiver très arrosé.

-1968/69 présente un été sec et froid avec un enneigement faible.

1°/ L'année 1963/64 est particulièrement chaude depuis avril jusqu'en juillet ; la température baisse à partir du 10 août; l'hiver sec n'a reçu que 467 mm de précipitations d'octobre à mars (moyenne : 783 mm.). Que montrent les courbes des rivières de la Haute Arve ? (fig. n°55) Les courbes du Tour et des deux Arveyrons sont curieusement proches les unes des autres. Si nous comparons avec les débits moyens, on voit que l'hydraulicité est très forte pour la Mer de Glace (lame écoulée en juillet et août 787 et 602 mm au lieu de 545 et 531 en moyenne) au point même qu'elle dépasse ses deux voisins (Le Tour: 752 et 603 mm, Argentière : 776 et 539 mm.). Quant aux rivières moins englacées, si l'Arve au Pont de la Joux a encore un débit plus fort que la moyenne en juillet (530 mm au lieu de 476), Bionnassay a un débit nettement inférieur à la moyenne (266 et 235 mm au lieu de 364 et 324 mm.) et l'Eau de Bérard encore davantage. On voit bien là la différenciation des débits par année sèche et chaude, donc de forte fusion glaciaire, et ceci de par et d'autre d'un seuil compris en ce cas entre 24 et 36 % de taux d'englacement des bassins. Au dessus de ce seuil, les débits profitent de la fusion glaciaire, en dessous ils souffrent de la sécheresse. On voit aussi l'avantage de la Mer de Glace sur ses voisins lorsque l'enneigement est déficitaire : comme on l'a vu plus haut, les grandes extensions de sa surface entre 3000 et 3400 m. d'altitude, favorisent la fusion glaciaire, alors que les glaciers d'Argentière et du Tour diminuent rapidement de surface au-dessus de 3000 m. d'altitude.

L'année 1966/67 est assez chaude en juillet et en août, mais après un hiver plutôt arrosé et un enneigement normal. L'allure de la courbe des débits est bien différente (fig.n°55). Le rang de chaque station est conservé, et juin ayant été froid, l'hydrogramme dessine une pyramide plus étroite. Juillet est particulièrement soutenu pour Bionnassay et surtout pour l'Eau de Bérard; pour ces rivières de type nival, la fonte de la neige retardée par le mois de juin froid, reporte le maximum en juillet. Dans les Alpes Bernoises, l'allure des courbes est assez semblable à celles du massif du Mont Blanc : seule la Lonza a un débit plus soutenu qu'on eût pu s'y attendre.

2°/ L'année 1962/63. Un été humide et chaud n'est pas facile à trouver, les pluies d'origine cyclonique provoquent le plus souvent en montagne un refroidissement général. Il faut trouver un été orageux, assez bien représenté par 1962/63. L'hiver précédent a été très arrosé et froid et l'enneigement est très épais. La valeur en eau du manteau neigeux en mars à la Flégère est de 1030 mm, contre 150 mm l'année précédente. Juin étant froid, le manteau est conservé en altitude. Juin et juillet voient de très forts débits, juin grâce à la fusion nivale et aux précipitations, juillet grâce à la température. Septembre froid voit tous les débits baisser (fig.n°55).

Fig.n°55. Débits mensuels d'été pour certaines années

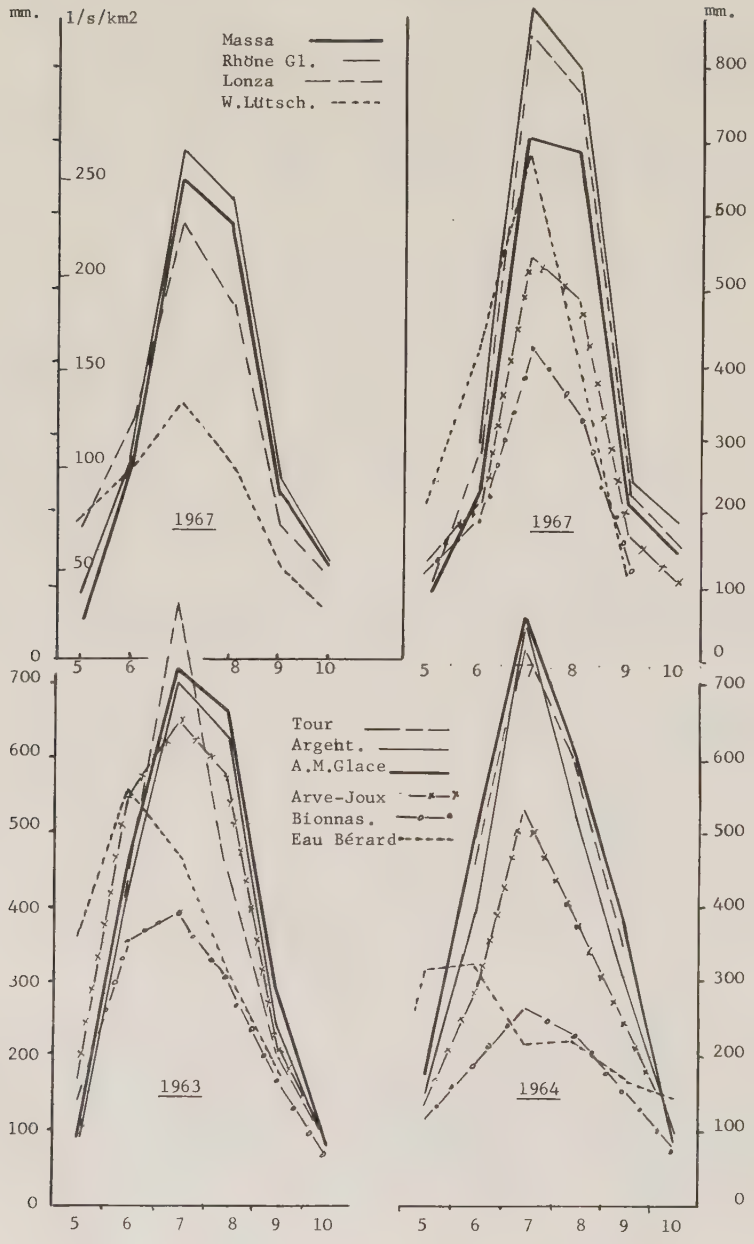


Fig.n° 56. Débits de certains étés. (suite)

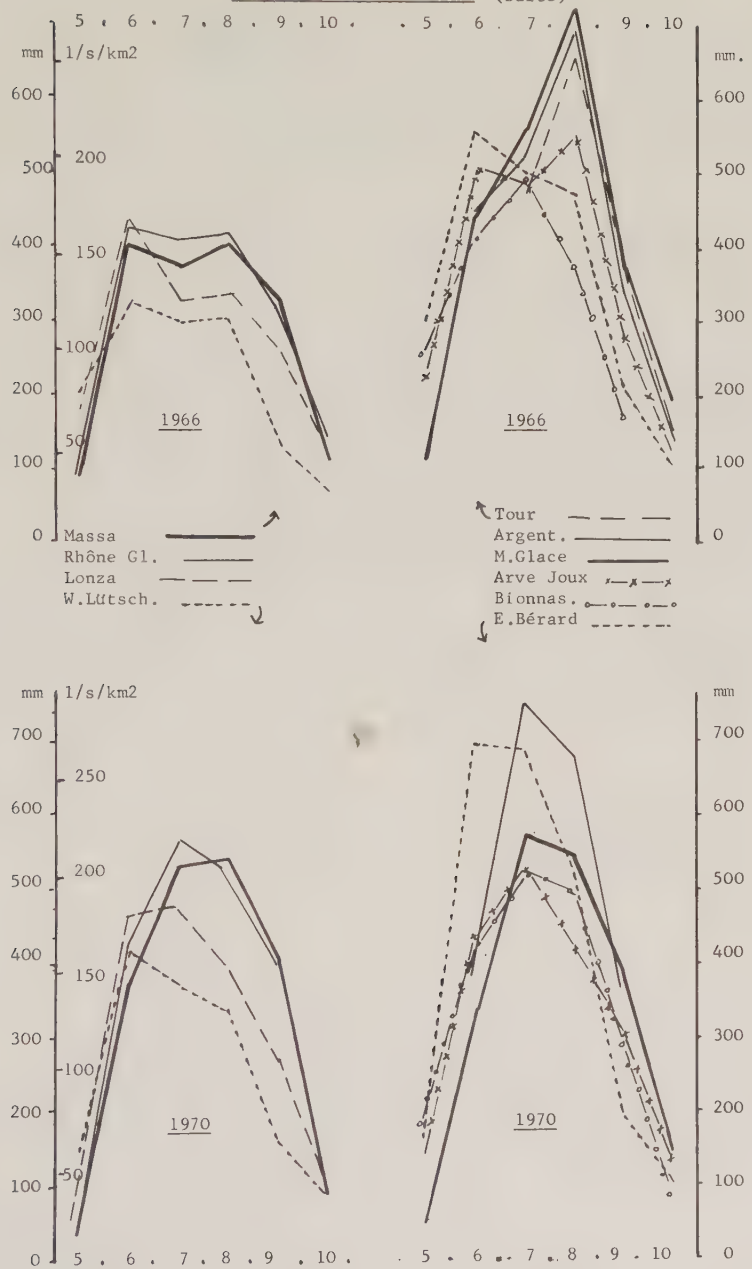
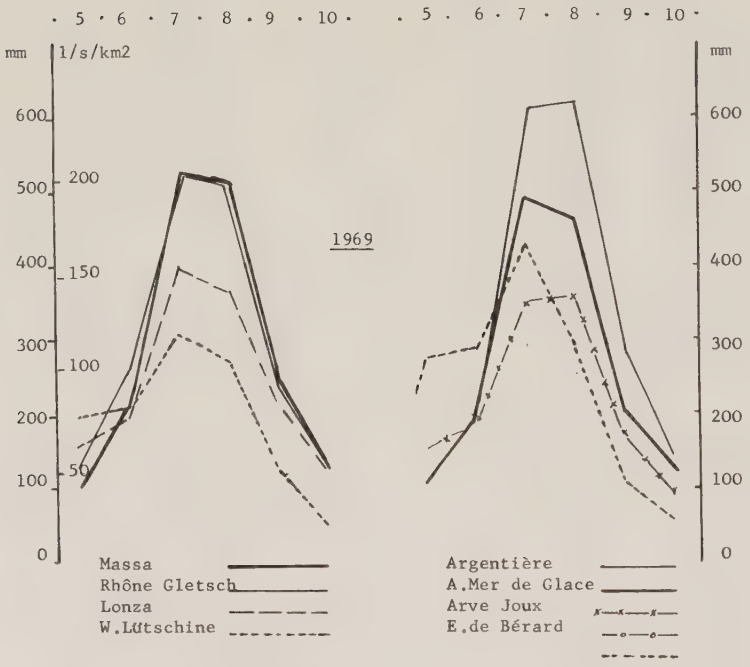


Fig. n° 57? Débits de certains été. (suite)



3°/ L'année 1969/70 (fig.n°56) est exceptionnellement enneigée. Les rivières de type nival ont des débits exceptionnels, le plus fort jamais enregistré, et de beaucoup, pour l'Eau de Bérard, et même pour Bionnassay, en juin et juillet. L'été est plutôt frais et, si l'Arveyron d'Argentière a un fort débit en juillet, ceux de l'Arveyron de la Mer de Glace sont proches de la moyenne. Septembre est chaud et les rivières glaciaires ont un débit soutenu. Dans les Alpes Bernoises, l'avantage des rivières aux bassins moins englacés, Lonza et Weisse Lütschine est très net.

4°/ L'année 1965/66 a un été humide et froid. Juillet est froid et sec et voit tous les débits se rapprocher (fig.n°56); dans la haute Arve, ils sont tous compris entre 469 et 548 mm. Août est toujours froid, mais très arrosé, et les débits se dispersent à nouveau, les rivières nivales baissant. Dans les Alpes Bernoises, les débits sont tout l'été très inférieurs à la moyenne.

5°/ L'année 1968/69 (fig.n°57) est une année froide et sèche. Toutes les courbes sont en dessous de la moyenne, particulièrement celles de l'Arveyron de la Mer de Glace, mais toutes bien échelonnées. Et la ressemblance entre la Haute Arve et les Alpes Bernoises est assez frappante. Il y a évidemment moins d'hétérogénéité spatiale dans les températures que dans les précipitations.

6°/ Enfin, la fig.n°58 montre pour 5 étés (1963,1964,1966,1969 et 1970) les hydrogrammes des trois rivières du nord du massif du Mont Blanc, la Reuse de Saleinaz, la Dranse de Ferret et le Trient. On voit là aussi les mêmes traits :

- la nette différenciation des débits selon le taux d'englacement par temps chaud, 1963,1964 et juin 1966. Le Trient avec 34 % d'englacement est bien à la limite des deux types.
- le rapprochement de tous les débits par temps froid, 1969 et juillet 1966.
- juin a les valeurs les plus dispersées lorsque le manteau neigeux est épais, 1966.
- lorsque l'enneigement est abondant et la fusion nivale très fournie, (1970), les rivières nivales ont des débits spécifiques aussi hauts que les rivières glaciaires.

C. QUELQUES DEBITS JOURNALIERS

Nous avons jusqu'ici considéré les valeurs mensuelles, d'abord sur de longues périodes, puis pour quelques années privilégiées. Il faut encore rétrécir notre champ de vision et observer maintenant quelques périodes, à l'aide des débits journaliers. En particulier, on peut mieux comprendre les modalités de l'écoulement lorsque celui-ci évolue rapidement, soit par gonflement printanier, ou par tarissement automnal.

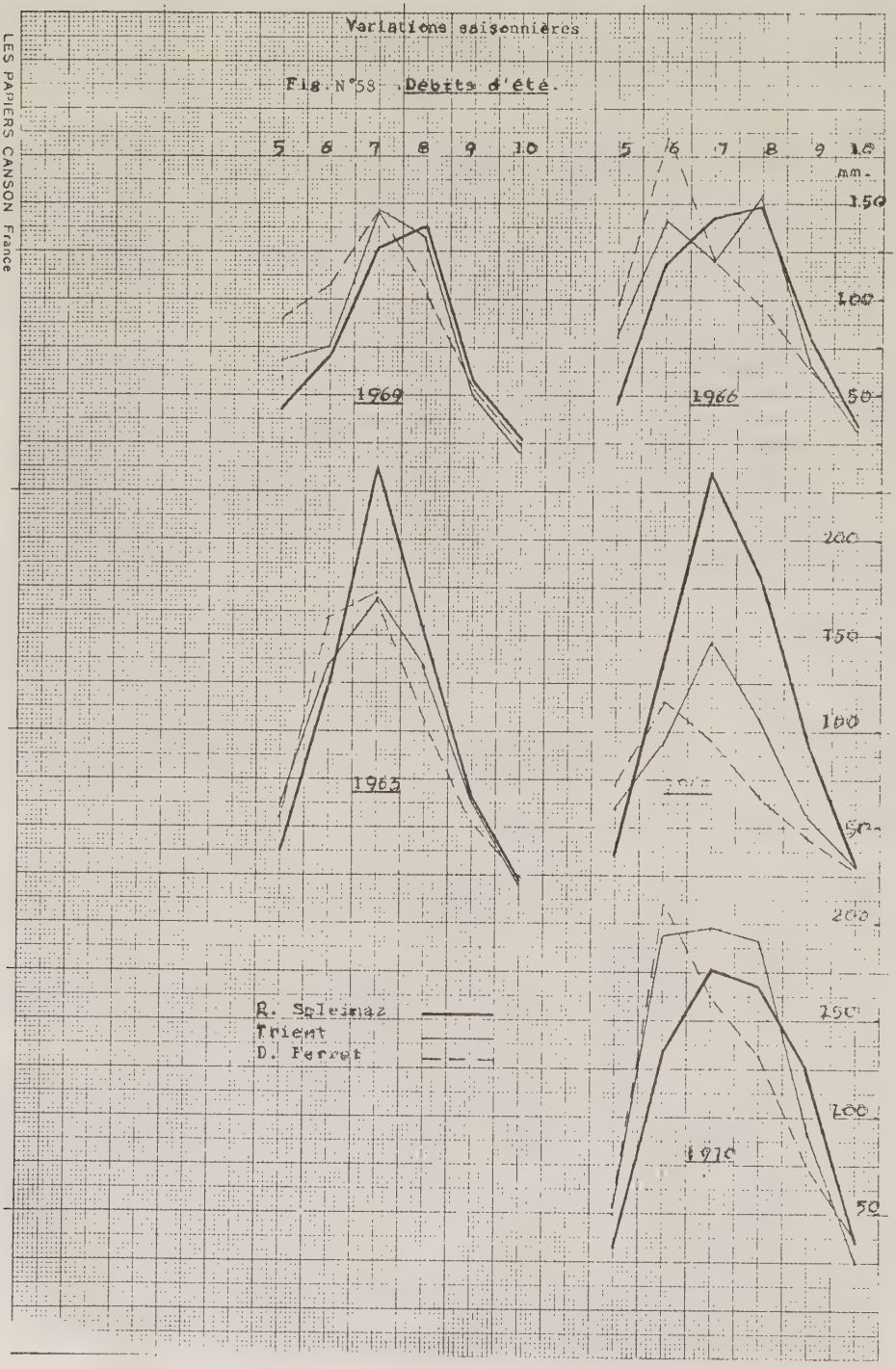
1°/ Gonflement printanier et débits glaciaires journaliers

Nous avons vu plus haut que les mois de mai et d'octobre sont des mois intermédiaires qui voient le brusque départ des hautes eaux au printemps et la chute des débits d'automne. Ces mois méritent une étude plus fine pour dégager les relations des débits avec les températures et les précipitations.

LES PAPIERS CANSON France

Variations saisonnières

Fig. N°58 - Débits d'été.



Observons la période du 1er avril au 31 mai 1960 (fig.n°59):

Trois épisodes pluvieux en début, milieu et fin d'avril tombent encore à l'état solide au Tour (1460 m.) et font baisser les minima au-dessous de 0° et même le maximum du 29 avril. Un quatrième épisode, très abondant les 19-25 mai, fait baisser les températures, sans gel au Tour. Entre chacun de ces épisodes, on voit la température monter. Avant le 10 avril, seul le débit de l'Arve au Pont de la Joux est légèrement gonflé, mais nullement l'Arveyron d'Argentière. Entre le 17 et le 26 les trois rivières montent légèrement pour retrouver après les chutes de neige de fin de mois, les niveaux de fin mars. Par contre, la période 1er-29 mai voit le gonflement rapide des trois rivières de la Haute Arve, et de Trient et de Salbeinaz.Les températures négatives cessent le 3 mai au Tour. La montée, à peine esquissée le 6 sur l'Arve-Joux, est nette les 7 et 8. Un autre point est à signaler : le 16 mai l'Arveyron d'Argentière a atteint son point maximum alors que l'Arveyron de la Mer de Glace va plus que doubler son débit jusqu'au 19. C'est qu'en effet les surfaces soumises à la fusion sont bien différentes sur les deux bassins. Les maxima oscillent entre 17° et 22° au Tour. A 2500 m. on a donc de 10° à 12° comme maxima et la fusion nivale doit y jouer pleinement. Or de la station à 2500 m. il y a 28 km2 de surface dans le bassin de la Mer de Glace et seulement 6 km2 sur celui d'Argentière. On comprend que les débits de la Mer de Glace soient plus forts, même si les premières eaux de fusion percolant avec difficulté dans la neige n'atteignent pas toutes le thalweg.

Après un hiver sec, le printemps 1964 (fig.n°60) est chaud et assez arrosé. Les hydrogrammes montrent comment l'Arveyron de la Mer de Glace répond nettement aux averses, d'autant plus que la température monte. La réponse est nette sur toutes les rivières. La situation est bien différente les 28et 29 avril; toutes les stations de la Haute Arve ont recueilli une même quantité d'eau, et la température est nettement positive. Or l'averse n'est ressentie que par l'Arve-Joux et le Trient, rivières nivales. Il faut attendre les premiers jours de mai pour voir les rivières glaciaires réagir aux précipitations.

Le printemps 1963 (fig.n°61) suit un hiver très froid. Les températures négatives ne cessent que le 9 avril, et réapparaissent en mai. La montée des débits est reportée vraiment vers le 20 mai. Les averses du début et du milieu de mai passent inaperçues. Il faut près d'un mois pour remonter les températures de la neige au point de fusion après cet hiver anormalement froid.

On peut conclure les points suivants :

-les rivières nivales réagissent plus vite aux montées de la température que les rivières glaciaires, grâce aux parties basses de leurs bassins couverts de neige, qui atteignent rapidement leur point de fusion. Les rivières glaciaires ont des réactions plus lentes et en cas d'hiver rigoureux, leurs débits peuvent ne grossir qu'en fin mai. Les rivières nivales commencent à gonfler dés avril, les rivières glaciaires rarement avant le début de mai.

-parallèlement, les précipitations sont sans effet sur les débits si la température du jour de leur chute est assez basse, et donc si la date est prématurée dans le printemps. En tous temps, elles font le plus souvent baisser la température, donc les débits.

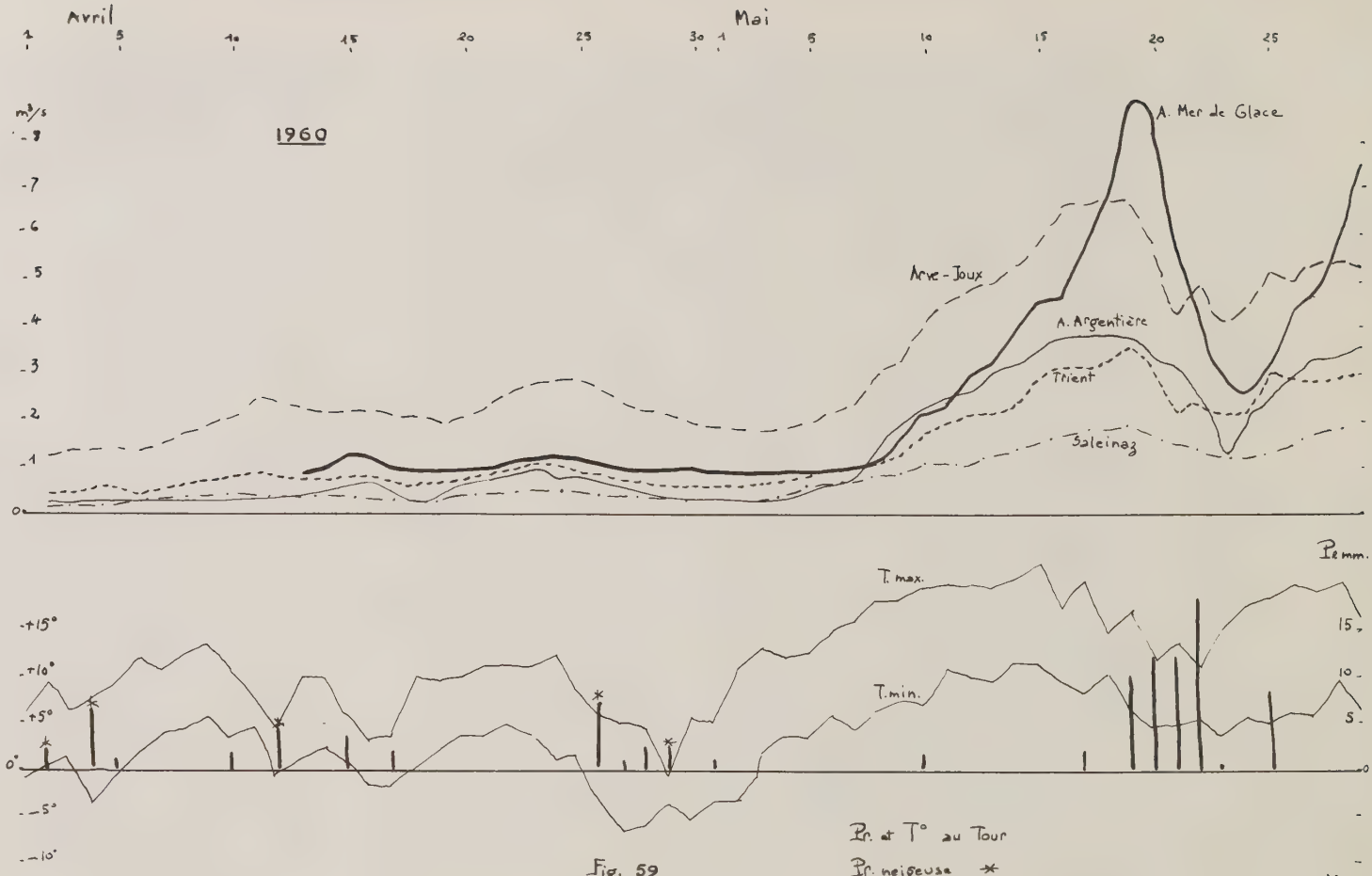

Avril
Mai
1 5 10 15 20 25 30 1 5 10 15 20 25
m³/s
1960
A. Mer de Glace
Arve-Joux
A. Argentière
Trient
Saleinaz
Pr mm.
T. max.
T. min.
+15°
+10°
+5°
0°
-5°
-10°
15
10
5
0
Pr. et T° au Tour
Pr. neigeuse

Fig. 59

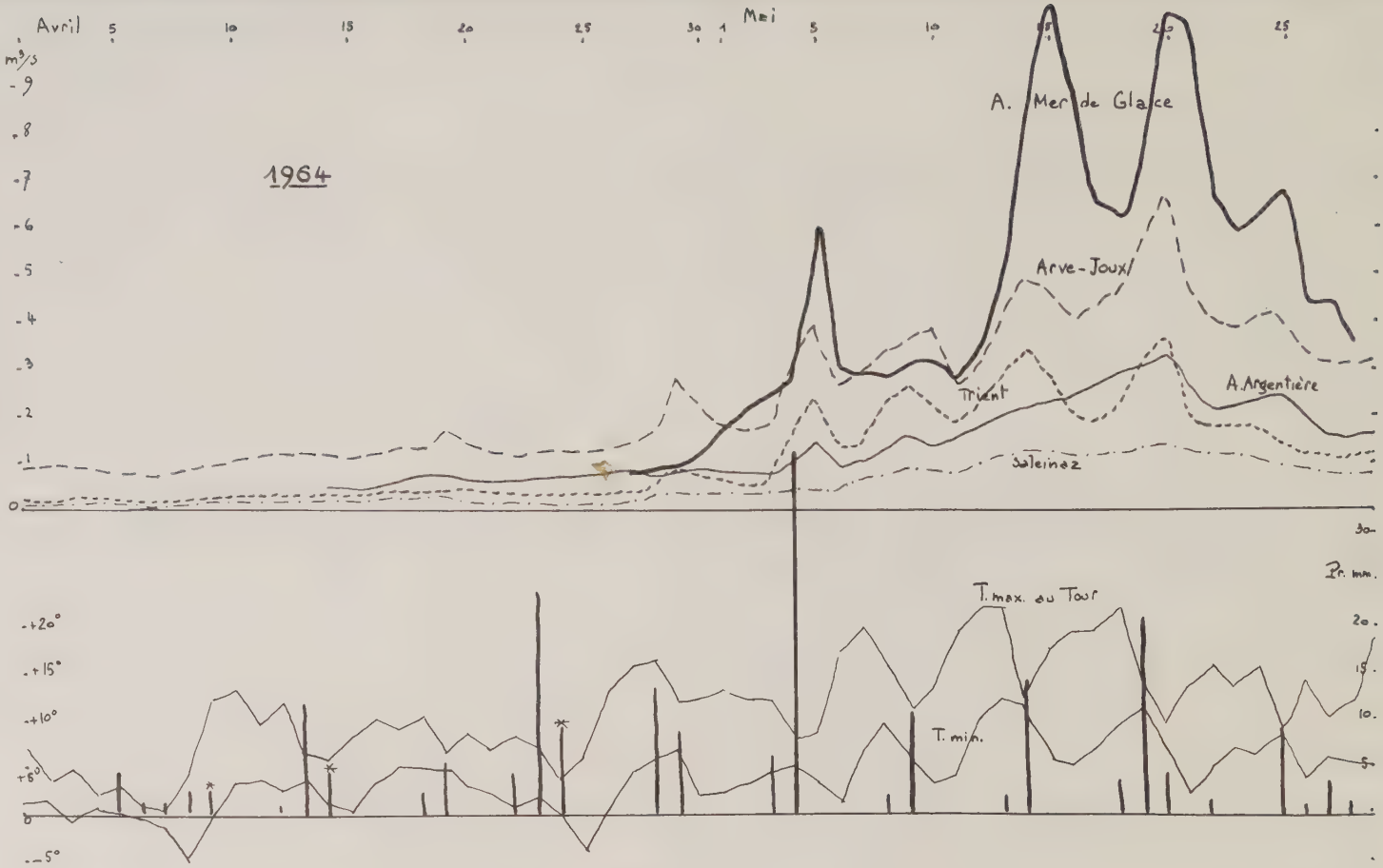
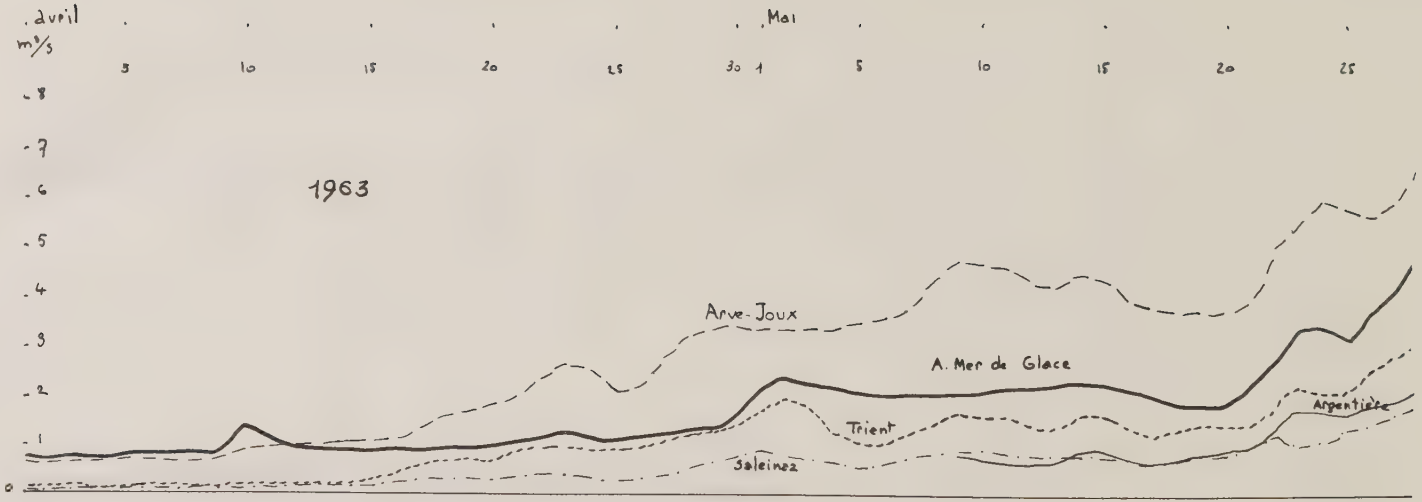

Avril
Mai
m³/s
1964
A. Mer de Glace
Arve-Joux
Trient
A. Argentière
Saleinaz
T. max. au Tour
T. min.
Pr. mm.

Fig. 60


Avril
Mai
m³/s
1963
Arve-Joux
A. Mer de Glace
Trient
Argentière
Saleinaz

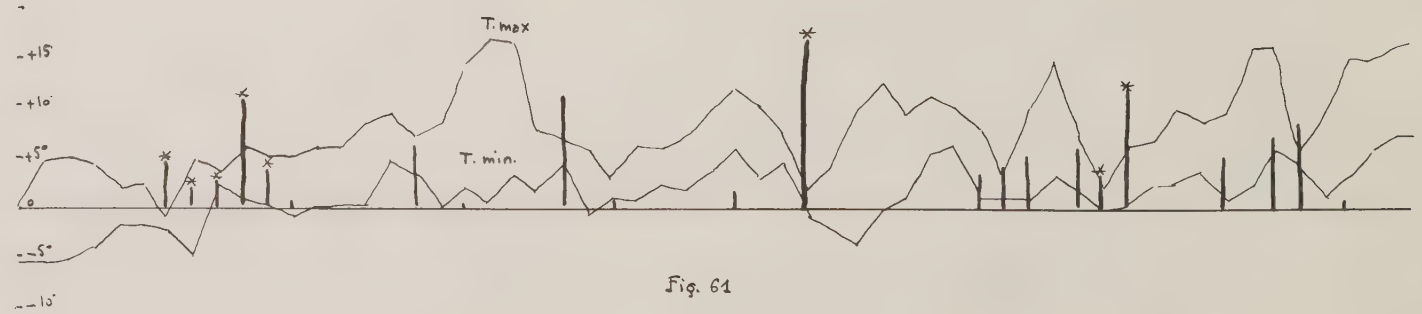

T. max
T. min.

Fig. 61

-les gonflements sont d'autant plus forts que les surfaces des bassins soumises à la fusion sont plus étendues.

2°/ Tarissement et débits journaliers

Les hydrogrammes d'automne montrent l'interdépendance des mêmes facteurs :

-l'automne 1958 (fig.n°63), plus arrosé que la moyenne, a un mois de septembre plutôt tiède et un mois d'octobre un peu frais. Les températures baissent régulièrement jusqu'à une chute brusque le 17 octobre, où il gèle au Tour la nuit 8 jours de suite. Les averses sont nombreuses, sous forme de neige dès le 15 octobre. Les débits réagissent vivement à ces épisodes pluvieux, mais la ligne générale est une baisse générale selon la température.

-l'automne 1962 (fig.n°64) a des températures normales et un octobre assez sec.Les températures baissent brusquement du 15 au 18 septembre, les minima de 11° à 1°, et les maxima de 22) à 2°5, à la suite d'une averse de 33 mm en 3 jours avec chute de neige le dernier jour. Les débits baissent brusquement, l'Arveyron de la Mer de Glace, de 15 m3/s à 3.91 m3/s, l'Arve -Joux de 11.89 à 3.88 m3/s, le Tour de 2.32 à 0.61 m3/s, malgré l'écoulement de cette averse. Deux petites crues, d'origine non pas pluviale mais thermique, apparaissent, mais dès le 10 octobre les débits tombent.

-l'automne 1964 (fig.n°65) a la même allure avec un refroidissement brusque vers le 18 septembre et les précipitations abondantes d'octobre n'empêchent pas les débits de baisser.

-l'automne 1961 (fig.n°62) montre comment la Mer de Glace réagit plus fortement que l'émissaire d'Argentière pour les raisons topographiques évoquées plus haut.

En conclusion de ce chapitre, l'interaction des quatre facteurs, température, précipitations, couverture neigeuse et distribution des surfaces en altitude, est bien visible dans les variations saisonnières des débits des rivières glaciaires. La température est vraiment le facteur décisif, car une précipitation peut être rendue inefficace si la température est assez basse ; la réciproque est moins nette, en tous cas accidentelle. De plus les précipitations en faisant baisser les températures, font aussi baisser les débits et jouent à l'encontre de leur action normale. La comparaison des rivières nivales et glaciaires fait ressortir l'influence de la couverture neigeuse, et la comparaison entre rivières également glaciaires montre le jeu de la distribution des surfaces en altitude.

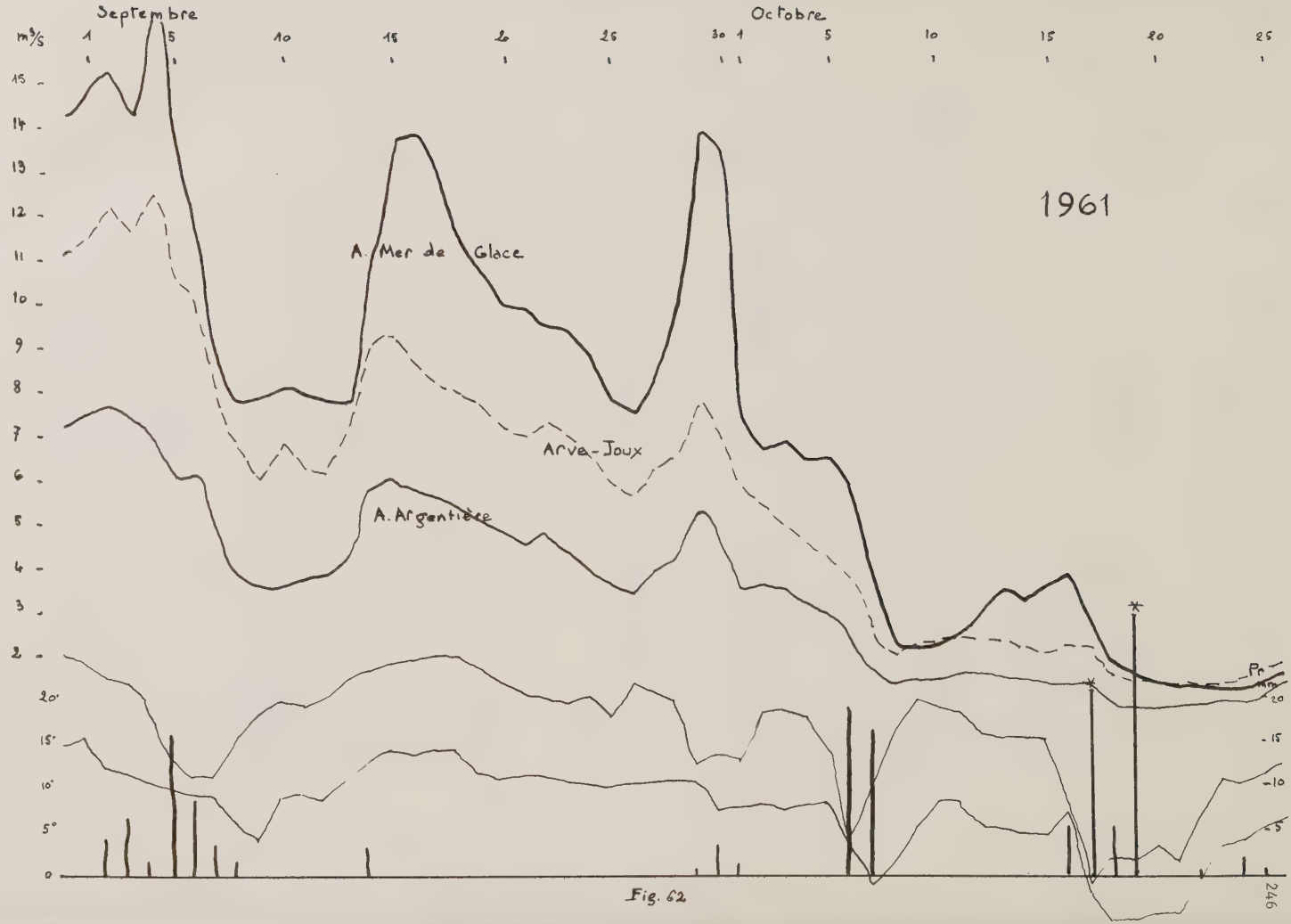

Septembre
Octobre
m³/s
1961
A. Mer de Glace
Arve-Joux
A. Argentière

Fig. 62

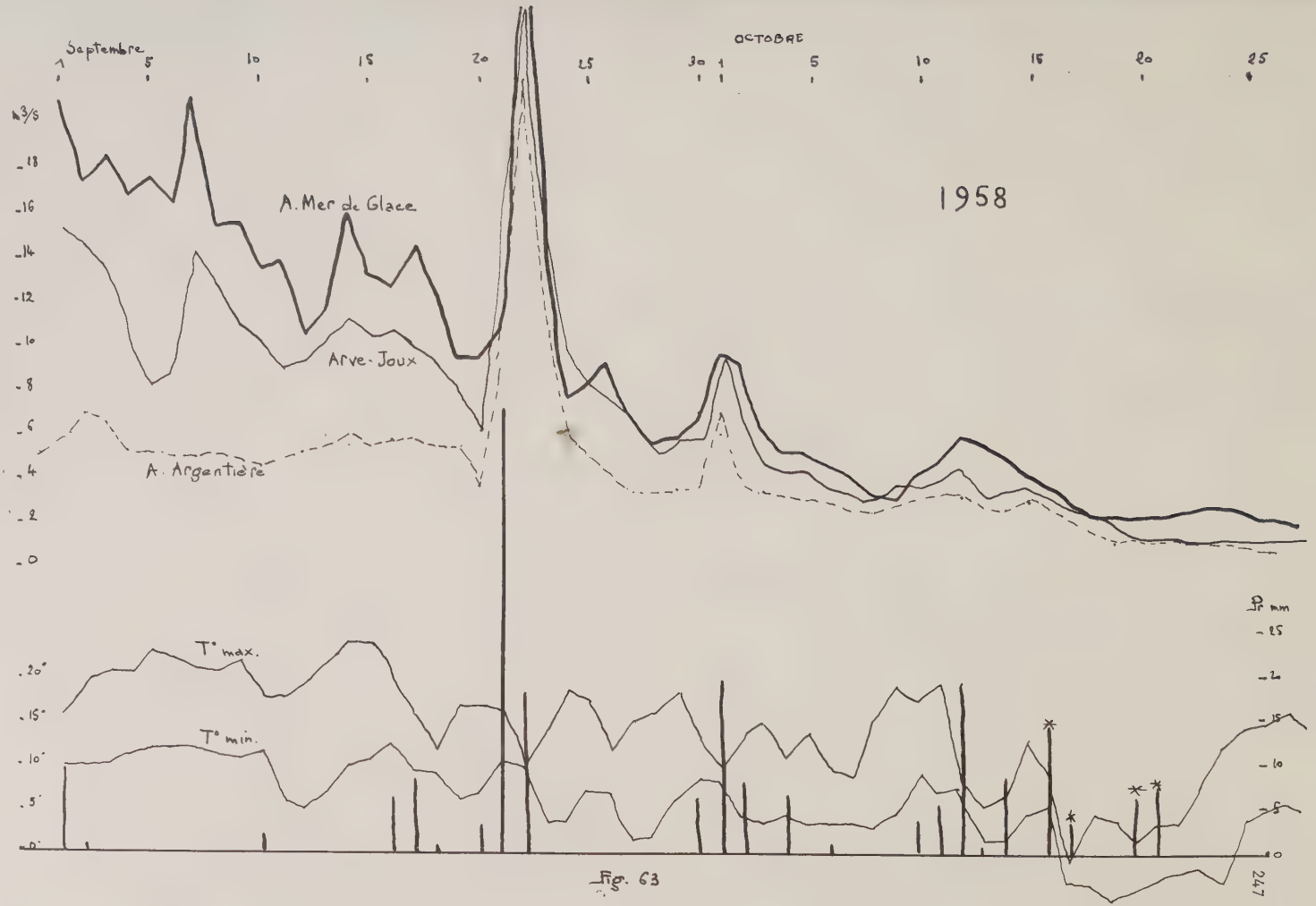

Septembre
OCTOBRE
m3/s
A. Mer de Glace
Arve-Joux
A. Argentière
1958
T° max.
T° min.
mm

Fig. 63

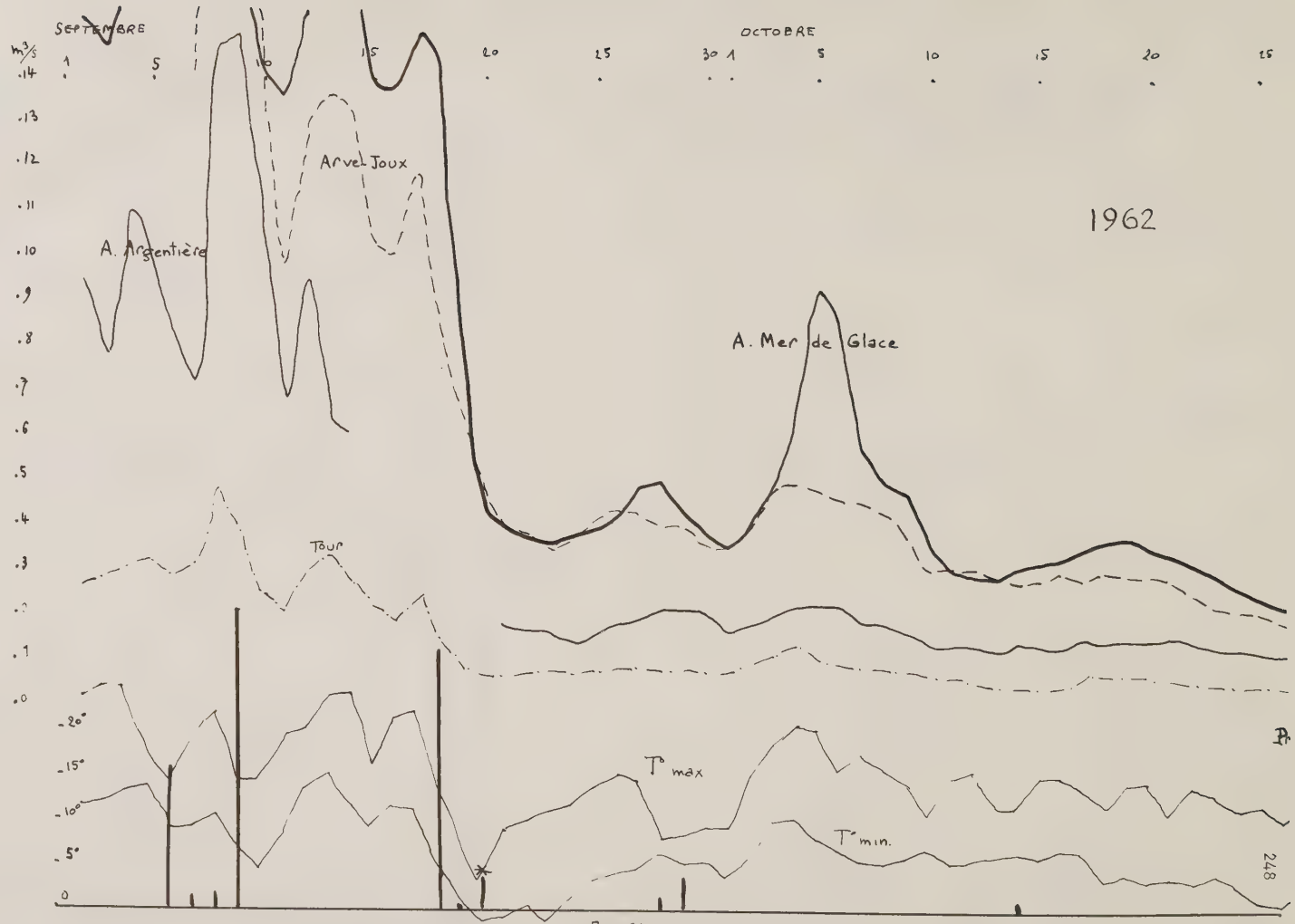

SEPTEMBRE
OCTOBRE
m³/s
1962
A. Argentière
Arvel Joux
A. Mer de Glace
Tour
T° max
T° min.
248

Fig. 64

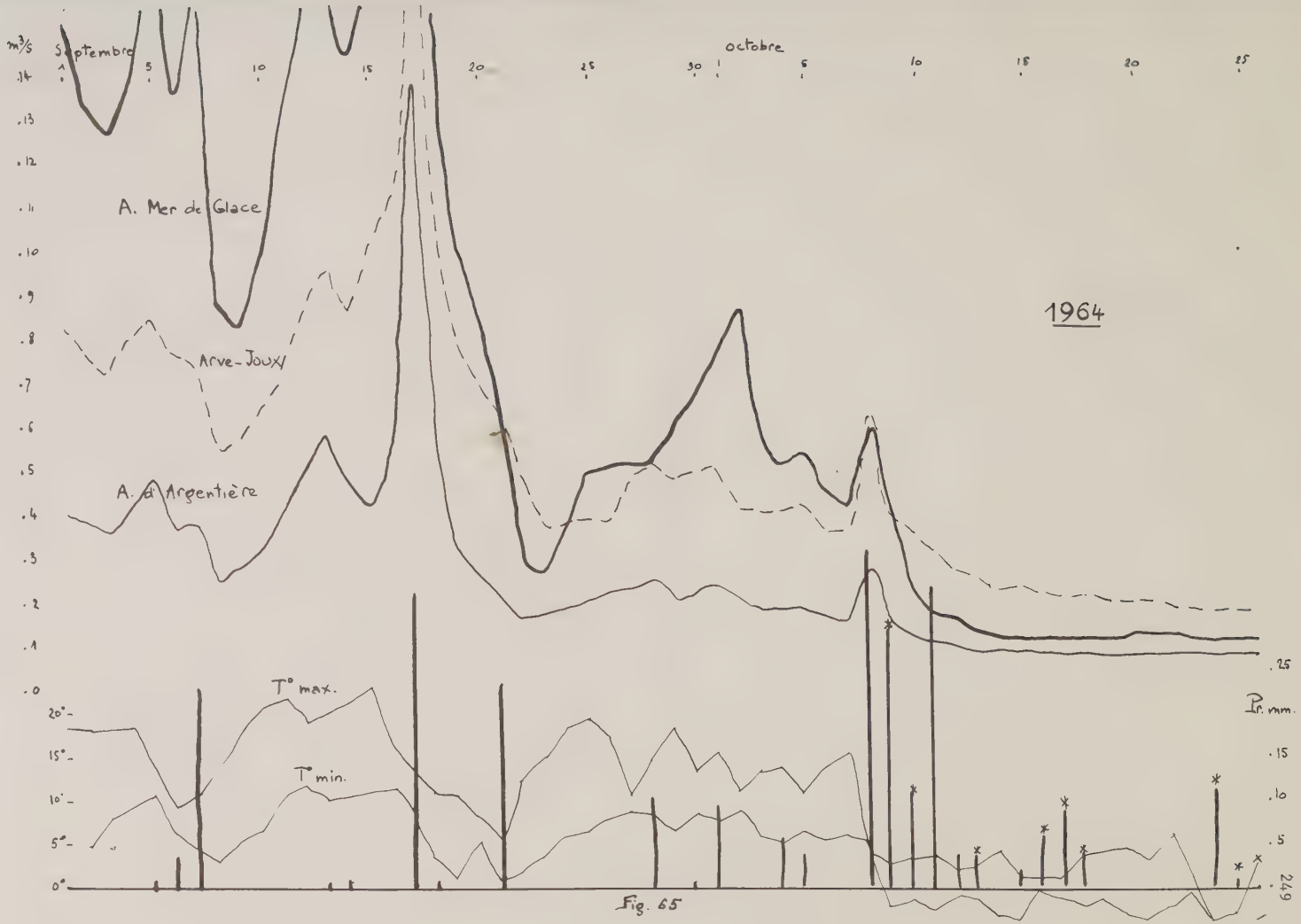

m³/s
Septembre
octobre
A. Mer de Glace
Arve-Jouxi
A. d'Argentière
1964
T° max.
T° min.
Pr. mm.

Fig. 65

CHAPITRE XI

LES OSCILLATIONS JOURNALIERES DES DEBITS GLACIAIRES

Des torrents glaciaires, maigres en début de matinée, et très gonflés en fin de journée, voici ce que remarque aisément tout promeneur en montagne. Ce fait n'a rien de surprenant : la sensibilité de ces cours d'eau à la température se manifeste par des pulsations journalières du débit. Déjà, au milieu de 16ème siècle, le mécanisme en a été clairement exposé par Augustin de ZARATE, nommé trésorier général du Pérou en 1543 et amené peu de temps après à accompagner le vice-roi dans un voyage vers le sud :

"Il y a aussi dans ce pays-là (le Chili), des rivières qui courent pendant le jour et s'arrêtent durant la nuit, sans qu'on y voye une goute d'eau, ce qui paraît fort surprenant à ceux qui en ignorent la cause, et ne sçavent pas que cela vient de ce que la chaleur du soleil fait fondre quelques neiges sur les montagnes pendant le jour, et qu'ainsi l'eau qui en procède roule, et forme des rivières ou des torrents qui s'arrêtent pendant la nuit, parce que la fraicheur arrête aussi la fonte de ces neiges."

Histoire de la conquête du Pérou, traduite de l'espagnol d'Augustin de ZARATE, par S.D.C. Paris 1706. Livre III. chap.2, pp.179-180

Température et ensoleillement n'interviennent pas seuls dans les variations du débit. Leur rôle est amplifié par cet autre fait, rencontré à chaque étape de ce travail, c'est-à-dire les fortes variations de surface de la partie des bassins versants soumise à la fusion, selon les variations de la température et donc de l'isotherme 0°.

En avril, en année moyenne, la surface du bassin de la Mer de Glace, en état d'écoulement liquide, est de 7 km2. Si la température augmente de 1°, l'isotherme 0° remonte de 1960 à 2100 m. d'altitude, et cette surface passe de 7 km2 à 11.5 km2. Pour un réchauffement analogue de 1°, cette même surface passerait en mai de 27 à 31 km2, en juin de 53 à 65 km2, en juillet de 43 à 46 km2. Ce phénomène affecte plus la fusion nivale que celle du glacier ; car la surface du glacier lui-même est limitée à l'amont par la couverture neigeuse, qui recule lentement au cours de l'été.

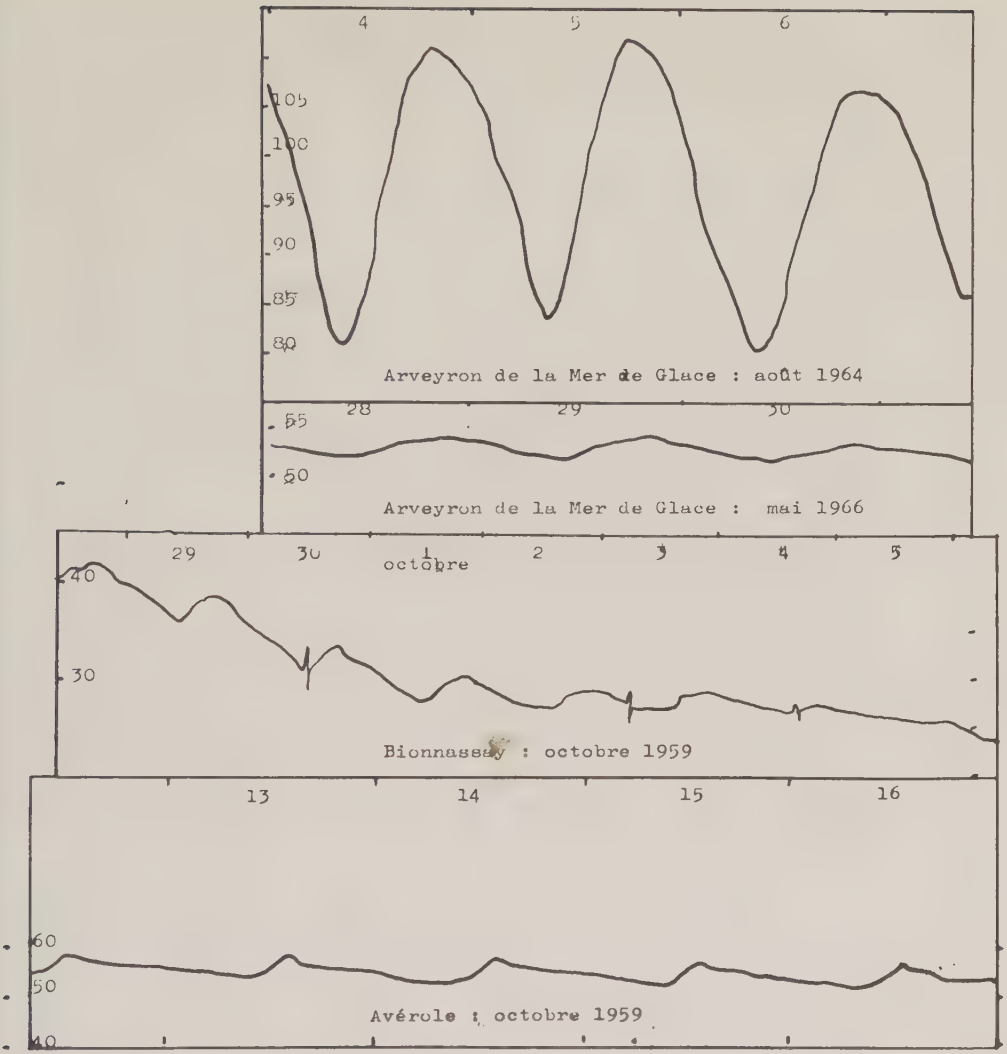
Nous rencontrons donc encore une fois le rôle joué dans les bassins montagneux par la distribution des surfaces en altitude : les pulsations journalières du débit y sont bien plus fortes qu'elles ne le seraient pour un régime nival de plaine. Les limnigrammes relevés dans les différentes stations et obligeamment mis à la disposition des chercheurs par les services d'Electricité de France et de Grande Dixence, permettent d'observer ces pulsations, la date et le mode de leur apparition et de leur disparition, leur amplitude, leur dessin et leurs relations avec la température.

I. APPARITION ET DISPARITION DES PULSATIONS JOURNALIERES DU DEBIT

Dans les différents bassins de la Haute Arve, ces pulsations apparaissent très généralement dès le milieu d'avril, par un léger renflement très court en milieu de journée, par beau temps. Mais des oscillations régulières ne s'installent qu'au début de mai dans les années sèches et chaudes, 1959,1964, 1967 (fig.n°66), dans la dernière décade de mai en année moyenne (1958,1963,1966) et seulement vers le 10 juin dans les années froides et humides (1965). Elles apparaissent un peu plus tard sur l'Arveyron d'Argentière que sur l'émissaire de la Mer de Glace. A Stafel, sur l'émissaire du Z'mutt dont le front est à plus de 2000 m. les oscillations ne sont formées qu'au début de juillet. Il semble que cette apparition coincide avec la suppression des minima au dessous de 0° à la station du Tour (1460 m.). L'Eau de Bérard, rivière nivo-glaciaire voisine, est en avance de 3 semaines à 1 mois sur les rivières glaciaires ; les pulsations s'y précisent dès le mois d'avril.

C'est en octobre que se fait la disparition des pulsations, sur Argentière un peu plus tôt que sur la Mer de Glace, et encore plus tôt à Stafel, en fin septembre. Les limnigrammes des différentes années montrent que cette disparition, souvent rapide, correspond soit au retour des températures négatives au Tour, soit à de fortes pluies avec des températures de +2° à +4°, qui apportent la neige à basse altitude. Sur l'Eau de Bérard, elle a lieu en septembre, lorsque l'isotherme 0° se trouve plus bas que les petits glaciers perchés sur les versants nord ; la neige a disparu, il n'y a plus de fusion diurne possible.

Fig. N° 66 . Pulsations journalières



Au cours de l'été, les pulsations disparaissent rarement. Elles s'atténuent, mais on décèle toujours un gonflement même lors des plus grandes crues pluviales, ou tout au moins un ralentissement de la montée ou de la descente de la crue.

II. AMPLITUDE DES PULSATIONS

Les plus fortes amplitudes que nous ayons pu relever ont eu lieu pendant l'été 1964.

Les 24 et 25 juillet 1964, sur l'Arveyron de la Mer de Glace, par une température maximale de 21°3 et minimale de 9°, les pulsations atteignent une amplitude de 12.4 m3/s, entre un minimum de 17.3 m3/s et un maximum de 29.7 m3/s, soit un rapport entre les débits extrêmes journaliers de 1.7 ; l'Arveyron d'Argentière à la même date, passe de 9 à 17 m3/s, soit une amplitude de 8 m3/s et un rapport de 1.8 .

Les 4 et 5 août 1964 (fig.n°66), les débits passent de 17.8 m3/s à 30.9 m3/s sur l'Arveyron de la Mer de Glace, soit 13.1 m3/s d'amplitude et un rapport de 1.7 . Le débit d'Argentière passe de 7.4 à 15.4 m3/s, soit un rapport de 2. Pendant ce temps, la température au Tour passe de 8° à 23°.

Mais d'aussi fortes variations de températures, plus de 13°, jointes à de plus forts maxima, 23° et 24°, en juillet 1965 et août 1966, n'ont pas dpnné d'aussi fortes pulsations. On peut voir là le rôle de la rétention de la neige, abondante ces deux années, qui retarde l'écoulement de l'eau de fusion et atténue le phénomène. Mais il faut aussi que la montée diurne de la température atteigne des altitudes où se trouvent des surfaces étendues. Il semble que de fortes amplitudes exigent un été chaud et un manteau neigeux vite disparu. D'après un travail récent d'Electricité de France, (SIEGFRIED 1968) le rapport moyen entre les débits extrêmes journaliers serait de 2.25 au Tour, de 1.67 à Argentière et de 1.41 à la Mer de Glace, variant en raison inverse de la surface du glacier. Le rapport maximal serait de 2 sur la Mer de Glace, 4 à Argentière et 8 au Tour.

Sur l'Eau de Bérard, les pulsations les plus fortes se trouvent également cette année 1964, mais en juin, avec une amplitude de 3 m3/s entre un minimum de 2.19 m3/s et un maximum de 5.28 m3/s, soit un rapport de 2.4 .

III. DESSIN DES PULSATIONS JOURNALIERES

Les pulsations journalières du débit, telles qu'on les voit sur les limnigrammes, enregistrent les modalités de l'écoulement dans le détail et sont intéressantes à plus d'un titre. Il faut les observer dans des périodes de temps stable, sans chute de pluie, dont l'écoulement en altérerait le dessin.(fig. n° 66 à 68)

Fig.n°67 . Pulsations journalières

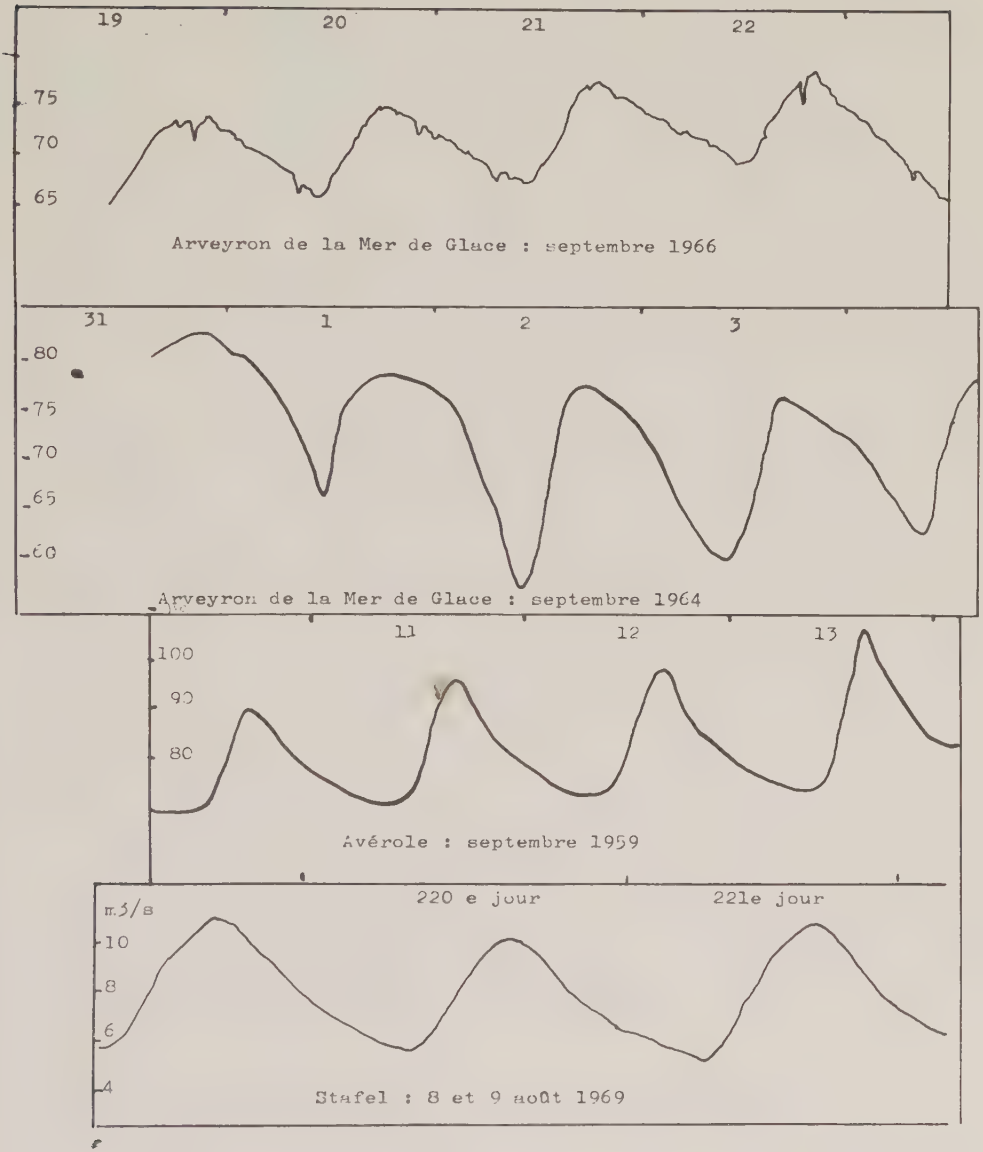
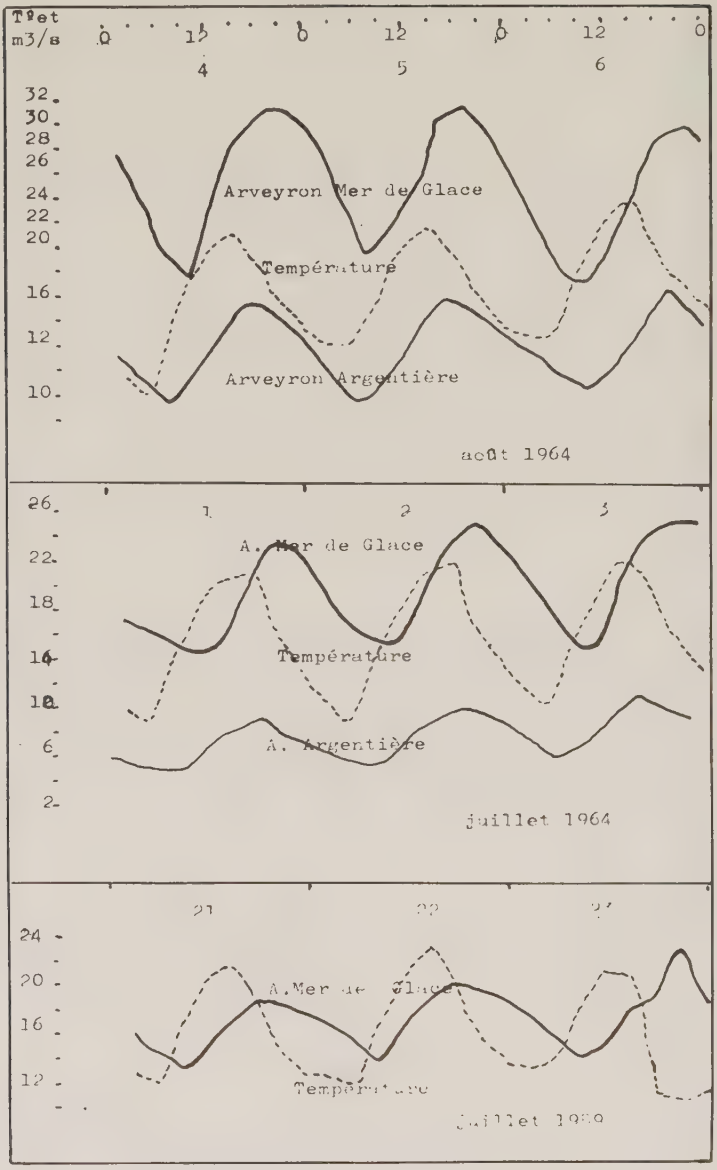


Fig.n°68 Oscillations de la température et des débits



Le premier trait visible est une certaine dissymétrie du dessin : le temps de montée est plus court que le temps de descente. Que ce soit sur les moyennes établies par Electricité de France, ou sur les limnigrammes des périodes privilégiées où les pulsations sont le plus belles, on relève sur l'Arveyron de la Mer de Glace les chiffres suivants : les heures des maxima se situent entre 18 et 19 heures, les minima entre 9 et 10 heures. Le temps de montée est donc d'environ 9 heures en moyenne sur une journée de 24 heures. On observe la même dissymétrie dans la température de l'air : aux mêmes périodes, les minima de la température se trouvent le plus souvent vers 6 heures, et les maxima vers 15 h. avec un temps de montée de 8 à 10 heures, et un temps de descente de 14 à 16 heures.

On peut calculer la vitesse de montée, à l'heure de la pente la plus forte de la courbe. En début et en fin de saison, ou en année humide, la montée est souvent deux fois plus rapide que la descente; le débit croit de 0.29 m3/s par heure, chiffre moyen du 20 au 25 septembre 1966 et décroit seulement de 0.13 m3/s par heure. Dans les périodes de fort débits des années chaudes, les dissymétries s'atténuent. Du 31 juillet au 6 août 1964, le débit croit de 1.2 m3/s par heure, et décroit de 1.02 m3/s, alors que les chiffres pour l'Arveyron d'Argentière sont respectivement de 0.7 et 0.6 m3/s.

L'allure des courbes des pulsations est aussi révélatrice.

Il semble d'abord que le dessin sinusoidal est d'autant plus régulier que la saison est plus avancée ; elle est plus tourmentée en début de saison. La fusion de la neige se ferait-elle d'une façon plus irrégulière que celle de la glace ? C'est possible, mais il semble que cela signifie plutôt que le cheminement de l'eau de fusion dans les couches de neige sous-jacentes se fait plus malaisément que l'écoulement dans le réseau des crevasses bien ouvert au sein du glacier en fin de saison.

Il y a lieu enfin d'observer la forme concave ou convexe de ces courbes. On sait que les courbes de montée de crue d'une rivière sont concaves si les surfaces affectées par la pluie sont de plus en plus grandes à mesure qu'elles sont plus éloignées de la station. Pour ces bassins de montagne , c'est bien le cas. Les surfaces affectées par la fusion sont de plus en plus grandes jusqu'à l'altitude de 3000 m. environ, puis elles diminuent, mises à part quelques exceptions. On devrait avoir une montée rapide de forme concave, devenant convexe en fin de course. Or paradoxalement, les lignes de montée sont le plus souvent droites (septembre 1966, juillet 1964). Il faut voir là probablement l'influence de la rétention de la neige qui tronque pour l'écoulement, les surfaces des régions supérieures. Par contre les courbes de décrue sont ou droites, ou le plus souvent convexes (septembre 1964). On observe que ces courbes de décrue sont d'autant plus convexes que les minima baissent. C'est bien normal : plus l'heure avance vers le soir, plus le refroidissement augmente, la surface affectée par la fusion diminue progressivement et la fusion diminue doublement. La distribution des surfaces en altitude joue, avec son irrégularité possible selon les cas : à la station de Stafel, du 6 au 9 août 1969 (fig.n°67) les courbes sont convexes à la montée et concaves à la descente , alors qu'elles sont droites en fin juillet et en fin août.

Sur les rivières à type glaciaire moins prononcé, telles que l'Avérole, à une montée droite succède plus souvent une descente concave (septembre 1959, fig.n°67), l'allure générale étant alors plus conforme au modèle habituel de courbe de décrue pluviale.

IV. PULSATIONS DU DEBIT ET VARIATIONS DE LA TEMPERATURE DE L'AIR

Une observation minutieuse des limnigrammes et des courbes journalières de température au Tour (1460 m.) permet de calculer le retard qui s'établit entre les débits de pointe et les températures maximales.

Dans la pratique, cette observation est malaisée, car les courbes ne sont pas superposables aux limnigrammes, les cylindres des appareils enregistreurs n'étant pas toujours standardisés, et l'aiguille des températures décrit des courbes alors que celle des débits trace des droites. De plus les mécanismes d'horlogerie ne sont pas toujours exacts et les erreurs s'accumulent en fin de semaine; enfin les papiers eux-mêmes ne sont pas millimétrés de façon rigoureusement exacte et diffèrent entre eux. A ces difficultés s'ajoutent des lacunes dans les observations dûes à des accidents techniques ou à des défaillances de l'observateur. Il reste donc peu de périodes utilisables pour comparer deux phénomènes.

Du 29 juin au 3 juillet 1964, les températures maximales au Tour ont lieu à 17 h.; le débit maximal de l'émissaire de la Mer de Glace a lieu à 19 h. et celui d'Argentière à 18 h.10. Les intervalles sont donc de 2 heures et 1 heure 10 minutes. Les températures minimales ont lieu vers 6 h.30 et les débits minima vers 10 h.20 et 9h.40. Les intervalles sont de 3 h.50 pour la Mer de Glace et de 3 h.10 pour Argentière.

En septembre 1966, sur 6 jours, on a respectivement des intervalles de 4h 20 pour les maxima et 6 h.40 pour les minima à la Mer de Glace, 4 h.30 et 5 h. pour Argentière.

A Stafel, station très proche du portail glaciaire, la température accuse sur le rayonnement maximum un retard de 2 à 3 heures, le débit du Z'mutt-bach accuse sur la température un retard de 1 h.45 à 3 h.

Le retard parait être moins grand sur le glacier le plus court et dont le parcours du torrent à l'air libre est le plus bref, ce qui semble assez évident. Deplus il s'accroit avec l'avancement de la saison.

On peut alors se poser la question suivante. Ce retard est-il seulement dû au temps nécessaire de propagation de l'eau depuis le point de fusion jusqu'à la station ?

Quelques expériences réalisées sur les glaciers (voir chap.VII, p.166) nous ont appris que dans la partie inférieure des glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, le parcours sous-glaciaire de l'eau se fait à une vitesse variant de 1 à 3 km/h. A la sortie du portail glaciaire, à l'air libre, en hautes eaux, il se fait à la vitesse de 4 à 8 km/h.

Or de quelle distance viennent les plus gros volumes d'eau ? Pour la Mer de Glace, les tranches d'altitude qui fournissent le plus sont:

	Neige	Glace
en juin	2200 à 2600 m.	1700 à 2000 m.
en juillet	2800 à 3200 m.	2000 à 2300 m.
août	3000 à 3200 m.	2000 à 2600 m.
septembre	3000 à 3200 m. ou rien	2000 à 2300 m.

La distance où se trouve la plus grande extension de la tranche d'altitude 2000-2300 est à 3.6 km du front du glacier, celle de 2600-2800 m. est entre 4 et 8.6 km et les altitudes 3000-3200 m. entre 4 et 11 km. Le temps de propagation en juin calculé de la sorte serait compris entre 1 heure et 8 heures; en juillet et août il serait compris entre 3 h.30 et 11 heures. Pour Argentière, le parcours se ferait entre 1 heure et 6 heures.

Ces chiffres sont très incertains : on ne sait que peu de chose sur la circulation de l'eau au sein du glacier au delà de la langue. On peut les retenir comme approximation valable pour le plus gros du débit : un reste subit certainement des retards beaucoup plus grands.

On peut tout de même en tirer cette conclusion : le retard des débits sur les températures, dans ces rivières glaciaires, semble être du même ordre que le temps nécessaire à la propagation de l'eau de fusion; et en effet le retard s'accentue avec la saison donc avec l'extension de la surface et la longueur du bassin. Une partie de l'eau atteint la station dans la journée avec un certain retard : le reste mettra plus de temps pour y parvenir et servira à atténuer le creux du matin suivant. Enfin une partie restera prisonnière des crevasses, des fissures, des couches de neige et ne s'écoulera que lentement les jours suivants.

Pour reconstituer les débits journaliers, ce sera donc bien la température de la journée qui devra être considérée et non celle de la veille, comme on l'a dit parfois; en tous cas pour nos glaciers alpins assez courts, ce choix parait meilleur, alors qu'il ne le serait pas pour de très longs glaciers.

V. PROPAGATION DES PULSATIONS JOURNALIERES EN AVAL

Les pulsations journalières se font sentir loin à l'aval mais elles ne conservent pas longtemps leur forme régulière : les affluents qui drainent des bassins de moins en moins élevés, apportent des influences perturbatrices : les formes sont tronquées ou dédoublées. Il faut le cas exceptionnel du début d'août 1964 où les oscillations ont la plus forte amplitude sur l'Arveyron de la Mer de Glace, pour qu'il se forme sur l'hydrogramme de l'Arve à Genève-Pont de Carouge un dessin unique bien caractérisé.

Les pulsations sont d'autre part très amorties. Le rapport entre débits de pointe et débits de creux sont de 1.7 sur l'Arveyron de la Mer de Glace pendant ces quelques jours, soit entre 17.8 et 30.9 m3/s, alors qu'il n'est que de 1.1 à Genève-Carouge entre 59 et 66.7 m3/s.

Le temps de propagation est assez long : il faut de 10 à 12 heures pour que la pulsation de Chamonix atteigne Genève; il faut 1 heure environ entre Arthaz et Genève. Les crues journalières de fin d'après-midi en montagne sont reportées le lendemain matin vers 6 h. à Arthaz, vers 7 h. ou 7h.30 à Genève, et

les étiages, au lieu de se produire en fin de matinée, sont perçus à Genève en fin de journée, vers 20 ou 22 heures.

VI. ANALYSE DE QUELQUES DEBITS JOURNALIERS

Dans la première partie de ce travail, nous avons observé les facteurs qui conditionnent l'alimentation des rivières glaciaires. Puis nous avons observé les variations du débit de ces rivières en employant des verres de plus en plus grossissants, en commençant par l'abondance moyenne, puis les valeurs mensuelles et nous sommes arrivés aux pulsations journalières où des variations horaires sont prises en considération : on ne peut guère descendre plus loin dans le détail. Mais le moment parait venu d'aborder le problème essentiel de ce travail. Après l'observation indispensable, vient le temps où il faut tenter de démonter les mécanismes, de rechercher les causes et de prévoir les altérations des phénomènes dans une situation différente.

Un torrent glaciaire, nous l'avons vu, est le résultat d'une alimentation complexe, où précipitations liquides, fusion de la neige et fusion de la glace, perte par évaporation, jouent chacun leur rôle. Depuis le début de ces recherches, il a paru que ce qui importait, était de savoir dans quelle mesure chacun de ces éléments concourt à la formation du débit. Car si l'eau de pluie atteint rapidement l'émissaire sans action valable sur le glacier, si la rétention nivale ne fait que retarder de quelques mois ou quelques semaines l'écoulement des précipitations tombées à l'état neigeux, par contre la fusion glaciaire attaque les réserves mêmes du glacier et met en péril son existence.

Peut-on reconstituer quantitativement la part de chacune de ces masses d'eau d'origine différente dans les débits ? Peut-on calculer pour chaque période de l'année, et pour un temps déterminé, le volume d'eau qui s'écoule de chaque tranche d'altitude pour rejoindre l'émissaire ? C'est le but que nous nous sommes proposé et que nous allons tenter d'atteindre.

Dans toute question complexe, il importe d'éliminer le plus de facteurs possible et de commencer par l'objet le plus simple. La prise en considération de périodes courtes et bien choisies, va nous donner l'objet nécessaire à ce travail, un modèle, le plus simple possible, et donc le plus sûr. Ce modèle sera un groupe de pulsations journalières ; on le choisira d'une durée de 2 ou 3 jours, soit un groupe de 2 ou 3 pulsations sur un limnigramme, tel que les débits et les températures y soient très réguliers, pour éliminer l'influence perturbatrice d'un réchauffement ou d'un refroidissement. On peut supposer

qu'il y a alors un certain état d'équilibre atteint entre alimentation et écoulement. On choisira ce groupe à la suite d'une longue période sans précipitation afin que l'écoulement de la dernière pluie puisse être considéré comme pratiquement terminé : on élimine ainsi un grave sujet d'incertitude, le gradient des précipitations en montagne pour une averse limitée. Le choix d'une période courte permet l'évaluation plus précise de l'altitude de la ligne des névés. En l'absence de précipitations, nous n'aurons donc à calculer que la fusion de la neige qui s'est maintenue en haute altitude, et celle de la glace, dans la partie du glacier débarrassée de sa couverture neigeuse.

ANALYSE DU DEBIT MOYEN JOURNALIER DES 4, 5 ET 6 AOUT 1964

Nous avons choisi la période trois jours, 4, 5 et 6 août 1964, qui paraît répondre à toutes les conditions énumérées plus haut. Les pulsations sont très régulières sur l'hydrogramme (fig.n°68) et leur dessin est très net. Le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace est de 25.22 m3/s, 25.77 et 23.27 pour les 3 jours soit en moyenne 24.75 m3/s. La dernière averse date du 28 juillet; on peut considérer son écoulement comme terminé pour l'essentiel.

La température du Tour est assez régulière avec des minima à 6 h.du matin de 8°, 12° et 12° et des maxima à 15 h. de 21°, 21°5 et 23°. La moyenne de la température de ces trois jours est de 15°9 au Tour, à 1460 m. Le gradient de la température est calculé au moyen des températures des mêmes jours à Grand St Bernard et à Plateau Rosa: il est de 0°64 en basse altitude puis diminue et audessus de 2500 m. il est de 0°56. L'isotherme 0° se trouve vers 4200 m. Le manteau neigeux, très mince cette année particulièrement sèche, persiste seulement au dessus de 3200 m. au début d'août. La fusion attaque donc les champs de neige de 3200 m. à 3600 m. Au dessus elle devient très faible, car à 3700 m. la température est de 2°5 et l'eau de fusion doit percoler dans la neige existante et s'y maintenir en regelant en profondeur.

L'eau de fusion de la neige sera calculée par tranche d'altitude de 200 m. du bassin versant, selon la formule :

$$\frac{\text{Fusion nivale}}{\text{en m3}} = \frac{\text{Coefficient ablation nivale}}{\text{en mm}} \times \frac{\text{Température}}{\text{en degré}} \times \frac{\text{Surface du B.V.}}{\text{en km2}}$$

Le coefficient d'ablation nivale K a été calculé (chap.VII, p.148) ; sa valeur moyenne est de 5, soit 5 mm de valeur en eau par jour et par degré de température. Mais par ce temps exceptionnellemnt ensoleillé, il doit atteindre une valeur supérieure, probablement 6.

Le volume d'eau produit par la fusion glaciaire sera calculé par tranche d'altitude de 100 m. du glacier, selon la formule:

$$\frac{\text{Fusion glaciaire}}{\text{en m3}} = \frac{\text{Coeff.ablation glaciaire}}{\text{en mm}} \times \frac{\text{Température}}{\text{en degré}} \times \frac{\text{Surface glacier}}{\text{en km2}}$$

La fusion de la glace se produit jusqu'à 3200 m. altitude à laquelle persiste la couverture neigeuse qui la protège. Le coefficient d'ablation glaciaire ou K' est couramment compris entre 6 et 7 mm de valeur en eau de fusion journalière par degré de température. Après divers tâtonnements, nous avons vu que pour retrouver la valeur du débit total, il fallait donner à K', une valeur égale à 8.2, ce qui ne peut étonner pour cette période de canicule. Le calcul se fait alors ainsi :

Fusion neige	Température	K	Surface	Volume fondu
3200-3400	4°7	6	11.9	335.580
3400-3600	3°6	6	6	129.600
			Total :	465.180 m3
Fusion glace:				
1500-1600	15°3	8.2	0.07	8.778
1600-1700	14°6	-	0.18	21.546
1700-1800	13°9	-	0.34	38.760
1800-1900	13°2	-	0.53	57.400
1900-2000	12°5	-	0.71	72.840
2000-2100	11°8	-	0.91	88.000
2100-2200	11°2	-	1.81	166.158
2200-2300	10°6	-	1.65	143.385
2300-2400	10°	-	0.78	63.960
2400-2500	9°4	-	0.90	69.390
2500-2600	8°8	-	0.77	55.517
2600-2700	8°2	-	2.17	145.824
2700-2800	7°6	-	2.77	172.571
2800-2900	7°	-	2.85	163.590
2900-3000	6°5	-	3.46	184.418
3000-3100	6°	-	3.38	166.296
3100-3200	5°5	-	3.47	156.497
			Total :	1.775.030 m3

Le total des masses d'eau d'origine nivale et glaciaire est égal à:

465.180 + 1.775.030 = 2.240.210 m3 par jour, soit un débit de 25.92 m3/s.

Mais il faut tenir compte de l'eau soustraite par l'évaporation. On sait qu'à l'altitude moyenne du bassin, soit 2750 m. la température moyenne est de 7°6; l'abaque de WUNDT donne une valeur de l'évaporation égale à 38 mm par mois, répartie sur tout le bassin. Ctte valeur correspond à 1.1 m3/s. Il reste donc un débit de :

25.92 - 1.1 = 24.82 m3/s. C'est à 0.3 % près la valeur mesurée.

On peut objecter que le résultat global ne signifie pas grand chose, et que deux erreurs de sens contraire peuvent s'annuler. C'est tout à fait vrai: mais on peut dire que la plupart des valeurs adoptées sont des valeurs mesurées, soit les débits, les températures, les surfaces, la limite du manteau neigeux. Le gradient des températures est peut-être plus sujet à incertitude, mais il s'appuie sur les mesures à trois postes bien échelonnées en altitude et cela ne laisse guère de liberté pour la gradation des températures à chaque tranche d'altitude. Seules restent les deux valeurs des coefficients d'ablation qui sont estimés. Mais elles sont comprises dans leslimites admises jusqu'ici et ce sera le rôle de ce travail de les confirmer.

Nous avons d'autre part un moyen tout à fait valable de vérification, qui consiste à prendre toutes ces mêmes valeurs, et en transposant seulement le chiffre des surfaces, voir si le calcul convient aux trois glaciers voisins, Argentière, Tour et Bionnassay et si nous trouvons des valeurs de débit assez proches des mesures.

Analyse du débit de l'Arveyron d'Argentière (4-6août 1964)

Fusion nivale	Température	K	Surface km2	Volume fondu m3
3200-3400	4°7	6	3.72	104.904
3400-3600	3°6	-	2	43.200
			Total :	148.104 m3
Fusion glace:				
1500-1600	15°3	8°2	0.008	1.003
1600-1700	14°6	-	0.072	8.619
1700-1800	13°9	-	0.112	12.768
1800-1900	13°2	-	0.240	25.977
1900-2000	12°5	-	0.120	12.300
2000-2100	11°8	-	0.068	6.575
2100-2200	11°2	-	0.060	5.508
2200-2300	10°6	-	0.092	8.004
2300-2400	10°	-	0.376	30.832
2400-2500	9°4	-	0.500	38.500
2500-2600	8°8	-	0.884	63.889
2600-2700	8°2	-	1.260	84.722
2700-2800	7°6	-	2.020	125.886
2800-2900	7°	-	1.760	101.024
2900-3000	6°5	-	2.380	126.854
3000-3100	6°	-	2.008	98.793
3100-3200	5°5	-	1.232	55.563
			Total =	806.717

Le total de l'eau écoulée est égal à :

148.104 + 806.717 = 954.821 m3 par jour, soit 11.05 m3/s.
L 'évaporation ôte un volume qui aurait donné un débit de o.44 m3/s. Il reste donc : 11.05 - 0.44 = 10.61 m3/s. Or le débit mesuré est de 11.54 m3/s. On retrouve donc la valeur mesurée avec une erreur par défaut de 8 %.

Analyse du débit du ruisseau du Tour (4-6 août 1964)

Fusion nivale				
3200-3400	4°7	6	1.6[illegible]	45.120
3400-3600	3°6	-	0.6[illegible]	12.960
			Total :	58.080
Fusion glace:				
2160-2300	10°6	8.2	0.093	8.091
2300-2400	10°	-	0.116	9.512
2400-2500	9°4	-	0.244	18.788
2500-2600	8°8	-	0.309	21.978
2600-2700	8°2	-	0.496	33.232
2700-2800	7°6	-	0.944	58.528
2800-2900	7°	-	0.949	54.093
2900-3000	6°5	-	1.222	64.766
3000-3100	6°	-	0.784	38.416
3100-3200	5°5	-	0.743	33.435
			Total =	340.839

Le total de l'eau écoulée est de :
58.080 + 340.839 = 398.919 m3, soit un débit de 4.61 m3/s. L'évaporation soustrait un volume qui aurait donné un débit de 0.18 m3/s. Il reste 4.43 m3/s. Le débit mesuré est de 3.94 m3/s. Il y a donc dans notre calcul une erreur par excès de 10 %.

Analyse du débit du torrent de Bionnassay (4 - 6 août 1964)

Fusion neige	Température	K	Surface km2	Volume fondu m3
3200-3400	4°7	6	0.76	21.432
3400-3600	3°6	-	0.66	14.256
				35.688
Fusion glace				
1700-1800	13°9	8°2	0.035	3.990
1800-1900	13°2	-	0.1	10.800
1900-2000	12°5	-	0.086	8.772
2000-2100	11°8	-	0.105	10.153
2100-2200	11°2	-	0.228	20.930
2200-2300	10°6	-	0.098	8.526
2300-2400	10°	-	0.135	11.070
2400-2500	9°4	-	0.146	11.242
2500-2600	8°8	-	0.116	8.532
2600-2700	8°2	-	0.128	8.578
2700-2800	7°6	-	0.123	7.626
2800-2900	7°	-	0.341	19.673
2900-3000	6°5	-	0.475	25.175
3000-3100	6°	-	0.531	26.019
3100-3200	5°5	-	0.338	15.210
		Total :		196.116 m3

Le total de l'eau écoulée est égal à :
35.688 + 196.116 = 231.804 m3, soit un débit de 2.68 m3/s. L'évaporation soustrait un volume qui aurait donné un débit de 0.25 m3/s. Le débit calculé est de 2.43 m3/s, alors que le débit mesuré est de 2.36 m3/s. L'erreur est de 3 % par excès.

Que penser de ces calculs ? En choisissant une valeur de K et de K', telles que le résultat pour l'Arveyron de la Mer de Glace soit le plus proche possible de la réalité, on retrouve pour les rivières voisines des valeurs avec une approximation de 3 %, 8 % et 10 %. Nous avons vu que les mesures des débits eux-mêmes, celles des surfaces, celles des températures, ne peuvent être rigoureuses : le cumul possible des erreurs ne permet pas une approximation plus grande. Une erreur de 3 % est minime, une erreur de 10 % est acceptable.

On peut donc conclure que, pour cette période particulière, choisie pour faciliter les calculs, cet essai de reconstitution donne une sécurité suffisante. On peut considérer les résultats, sinon comme sûrs, du moins comme plausibles.

Nous allons faire les mêmes recherches en prenant d'autres moments de l'été et d'autres années :

PERIODE DU 1er AU 3 JUILLET 1964:

C'est le même été que notre modèle, mais plus tôt en saison. Une légère pluie est tombée le 25 juin et est donc bien écoulée. Les pulsations sont belles et régulières (fig.n°68). La température au Tour est de 15°6 et l'isotherme 0° à 3900 m. La limite du manteau neigeux n'est qu'à 3000 m. Pour retrouver la valeur mesurée du débit de l'Arveyron de la Mer de Glace, il faut donner à K et K' des valeurs respectives de 5.5 et 8, c'est-à-dire des valeurs moins fortes quen août, mais déjà supérieures à la moyenne. On a alors :

Arveyron de la Mer de Glace

Fusion neige	+ Fusion glace	- Evaporation	= Débit
496.260	+ 1.238.260	- 86.500	= 19.07 m3/s

Le débit mesuré est de 19.32 m3/s, l'erreur est de 1 %.

Arveyron d'Argentière

199.035	+ 539.605	- 34.500	= 8.13 m3/s

Le débit mesuré est de 7.4 m3/s ; l'erreur est de 7 % par excès.

PERIODE DU 21 AU 23 JUILLET 1959

L'année 1958/59 est chaude mais moins exceptionnelle que l'été 1964. Le manteau neigeux à cette époque de l'été descend jusqu'à 2800 m. L'isotherme 0° se trouve vers 3800 m. La température au Tour est de 16°1. Le débit mesuré de l'Arveyron de la Mer de Glace est de 17.1 m3/s, et celui d'Argentière de 7.46 m3/s. Il faut prendre les valeurs suivantes K = 5 et K' = 6.5, soit des valeurs moyennes, pour reconstituer le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace, soit :

Fusion neige	+ Fusion glace	= Débit	- Perte Evap.	Débit calculé
751.750	+ 844.628	18.4	- 1.1	17.3 m3/s

Pour l'Arveyron d'Argentière :

375.230	+ 336.412	8.23	- 0.42	7.81 m3/s

L'erreur est de 1 % par excès à la Mer de Glace et de 4 % pour Argentière.

PERIODE DU 3 AU 4 SEPTEMBRE 1958 :

L'été est humide et l'enneigement très fort . La ligne des névés pour cette date tardive n'est qu'à 3000 m. soit une altitude moyenne. La température au Tour est de 15°5, mais la période est moins calme et les pulsations moins régulières que dans les périodes précédentes. Il faut prendre des coefficients d'ablation faibles, respectivement 4.5 et 6, pour trouver les caleurs proches des débits mesurés qui sont pour l'Arveyron de la Mer de Glace, 17.32 m3/s et pour Argentière 6.7 m3/s.

Arveyron de la Mer de Glace

Fusion neige	+ Fusion glace	= Débit	- Evaporation	Débit calculé
552.420	+ 1.035.654	18.38	- 1.12	17.26

Arveyron d'Argentière

215.856	+ 464.262	7.87	0.43	7.44

L'erreur est de 2 % par défaut pour la Mer de Glace et de 10 % par excès pour Argentière.

Ces dix essais de reconstitution des débits d'été donnent de bons résultats et le pourcentage d'erreur ne dépasse pas 10. Cela signifie que les disparités de surfaces et notamment de distribution des surfaces en altitude déterminent pour 90 % les différences de débits de rivières voisines. Les conditions locales d'exposition, donc d'ensoleillement, ne jouent que sur les 10 % qui restent. Mais cela n'est vrai, répétons-le, que pour ces périodes courtes, sans précipitations et sans écoulement pluvial. Voici un premier résultat acquis. Grâce à ces premières analyses, nous pouvons tirer quelques conséquences :

1°/ Les coefficients d'ablation nivale et glaciaire qui, seuls, permettent d'obtenir ces bon résultats, sont compris dla fourchette communément admise, soit entre 4.5 et 6 pour la neige, et entre 6 et 8.2 pour la glace : encore faut-il remarquer que les deux valeurs les plus fortes sont exigées par une période exceptionnellement chaude et la plus ensoleillée de la période.

2°/ Une première approche quantitative nous est donnée par ces calculs pour des périodes sans pluie, tout en redisant encore qu'il ne faut voir là de des ordres de grandeur :

-En année chaude, le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace est formé début juillet par 28 % d'eau de fusion nivale et 72 % d'eau de fusion glaciaire. Au début d'août de la même année, la proportion est devenue 20 % et 80 %. Pour les mêmes périodes, dans l'émissaire d'Argentière, les proportions sont 27 % et 73 %, devenant 15 % et 85 %. En début d'août, le Tour est encore plus fourni en eau glaciaire, 14 et 86 %, alors que Bionnassay ne roule que 27 % d'eau nivale et 73 % d'eau glaciaire.

-En année normale un peu chaude, fin juillet 1959, l'Arveyron de la Mer de Glace écoule 46 % d'eau nivale et 54 % d'eau glaciaire ; la proportion est renversée pour l'émissaire d'Argentière, où l'eau nivale atteint 52 %, ne laissant que 48 % à la fonte du glacier.

-Enfin en année fraiche, très peu ensoleillée, en fin de saison, l'Arveyron de la Mer de Glace est nourri encore pour 33 % d'eau de fusion nivale et seulement 66 % d'eau venant de la glace; les chiffres d'Argentière sont voisins, 31 et 69 %.

-Pour l'écoulement glaciaire seul, la part des différentes altitudes est la suivante :

4-6 août 1964	Mer de Glace	Argentière	Tour	Bionnassay
1500-2000	10 %	7 %	-	10 %
2000-2500	30	11	10	32
2500-3000	40	60	70	36
3000-3200	20	22	20	22
1-3 juillet 1964				
1500-2000	15	11		
2000-2500	38	14		
2500-3000	47	75		
21-23 juillet 1959				
1500-2000	20	12		
2000-2500	50	23		
2500-3000	30	65		
3-4 septembre 1958				
1500-2000	14	10		
2000-2500	36	14		
2500-3000	50	76		

Ces différents chiffres traduisent bien l'importance de la distribution des surfaces en altitude. Lors de ces 4 périodes étudiées, la tranche 2500-3000 fournit 75,65,60 et 76 % du débit d'origine glaciaire à Argentière, alors que les chiffres sont pour la Mer de Glace de 47,30, 40 et 50. Par contre de 2000 à 2500 m., on a pour Argentière 14,23,11 et 14 % et pour la Mer de Glace 38,50,30 et 36 %. La part du bassin versant situé au-dessous de 2500 m. est le plus souvent deux fois plus grande dans la Mer de Glace que sur le glacier d'Argentière. Au dessus de 3000 m. la fusion n'a lieu qu'en année particulièrement chaude et peu enneigée, le rapport est plus égal sur les 4 glaciers et ne varie que de 20 à 22 %.

VII. ANALYSE DU DEBIT D'UNE RIVIERE A REGIME NIVO-GLACIAIRE

Nous avons fait l'analyse des débits d'une rivière moins englacée. L'Eau de Bérard a un bassin proche de la Haute Arve et possède quelques petits glaciers sur son versant nord.

Du 10 au 12 juin 1964, les pulsations journalières sont régulières, la température moyenne est de 16°6 au Tour, le manteau neigeux subsiste vers 2600 m. En prenant comme valeur de K et de K', 6 et 8.2, on obtient un volume d'eau de fusion nivale de 180.000 m3 et un volume moitié moindre d'eau de fusion glaciaire 95.800 m3. On trouve un débit de 2.83 m3/s, alors que le débit mesuré est de 2.95 %. L'erreur par défaut est de 4 %.

Du 19 au 21 septembre 1966, par un été humide et froid, la couverture neigeuse descend jusqu'à 2600 m. On calcule un volume d'eau de fusion nivale de 87.800 m3 et un volume d'eau d'origine glaciaire de 49.000 m3. Le débit calculé est de 1.26 m3/s, le débit mesuré est de 1.20 m3/s, soit une erreur de 5 %.

Les résultats sont également satisfaisants donc pour des rivières où les influences nivales l'emportent, avec des bassins moins hauts et peu englacés.

VIII. Peut-on reconstituer les débits extrêmes journaliers ?

On peut tenter de pousser l'analyse plus loin encore dans le détail. Est-il possible de reconstituer les débits minimaux et les débits de pointe journaliers à l'aide des températures extrêmes ? Ce que nous avons dit de retard subi par l'eau de fusion dans son cheminement vers la station, fait penser que l'on ne peut réduire le temps d'observation à une période plus courte que ce retard même.

Prenons la période étudiée plus haut, du 4 au 6 août 1964, qui donne pour l'Arveyron de la Mer de Glace un débit moyen de 24.75 m3/s pour une température de 15°9 au Tour. Les débits maximaux de ces trois jours sont de 30.4 m3/s et la température maximale est de 21°8. Le calcul donné par la méthode employée plus haut donne un débit de 46.7 m3/s : nous sommes loin de compte. De même, le débit minimal est de 17.3 m3/s et la température minimale est 10°7. Or pour une même température le calcul donne un débit de 6.38 m3/s. Les autres périodes donnent des résultats analogues, des maxima beaucoup trop forts et des minima beaucoup trop faibles.

Néanmoins la moyenne journalière est reconstituée d'une façon satisfaisante. Il semble donc que l'erreur par excès du maximum soit compensée par l'erreur par défaut du minimum. L'influence du retard apporté à une partie de l'écoulement, soit par l'éloignement, soit par les difficultés d'acheminement, est ici bien explicite.

L'analyse de la période du 4 au 6 août 1964 faite précédemment précise les points suivants : le débit de pointe correspond à un volume d'eau dont la moitié vient de plus de 3000 m. d'altitude. Le débit minimal correspond à la fusion de la glace seule, l'isotherme 0° étant redescendue la nuit à la limite du manteau neigeux et interrompant la fusion nivale. La totalité de l'eau provient alors de moins de 3000 m. et le tiers de moins de 2100 m.

En septembre 1966, un autre calcul montre que le tiers du débit de pointe vient de plus de 3000 m. d'altitude et la moitié du débit minimal vient de moins de 2100 m.

Il y a donc étalement des diverses arrivées d'eau de fusion pendant la journée: celles qui viennent du point le plus éloigné arrivent à la station à point pour renforcer le creux de la nuit. Le retard dû au cheminement de l'eau à travers la glace vers la station a pour résultat d'émousser les crêtes des pulsations journalières et de régulariser les débits.

IX. CONCLUSION

L'observation de pulsations régulières pendant une période courte exempte de précipitations, comportant des débits et des températures stables, a donné un modèle simple, excluant les principaux facteurs d'incertitude.

Pour retrouver par le calcul les débits mesurés, nous avons employé un certain nombre de paramètres connus par des mesures diverses : températures à différentes altitudes, limite du manteau neigeux, surfaces par tranches d'altitude. Un seul facteur, le coefficient d'ablation nivale et glaciaire, devait être estimé et c'est lui que nous avons fait varier pour obtenir un résultat satisfaisant, soit moins de 10 % d'erreur. Or nous n'avons pas trouvé pour le coefficient d'ablation nivale des valeurs extérieures à la fourchette 4.5 - 6; et le coefficient d'ablation glaciaire a été compris entre 6 et 8.2.

Nous avons vu (chapitre VII) que L.LLIBOUTRY, dans son Traité de Glaciologie, propose des valeurs comprises entre 3.6 et 6.85 par degré-jour positif. Comme nous avons considéré les températures moyennes, incluant donc des valeurs négatives, il est normal que ces valeurs trouvées soient un peu supérieures aux coefficients habituellement adoptés.

Nous avons maintenant en main un outil plus précis pour continuer nos recherches dans des cas plus complexes, qui exigeront l'introduction de nouveaux paramètres concernant les précipitations. C'est le cas des crues dont nous abordons l'étude, pour observer comment l'écoulement va se dérouler dans des bassins glaciaires soumis à de fortes températures ou à de grandes précipitations.

CHAPITRE XII

LES CRUES

L'alimentation complexe d'un cours d'eau glaciaire se traduit aussi bien dans les variations normales de son débit que dans les épisodes remarquables que sont les crues. Précipitations, température et altitude règlent l'écoulement dans un jeu subtil, fait de leurs influences entrecroisées.

Son débit en effet se gonfle comme tout autre à la suite de fortes précipitations : encore faut-il que celles-ci n'aient pas lieu sous forme de neige, ce qui se produit en hiver à l'altitude des stations de mesure, et pendant une période de plus en plus longue à mesure que le bassin s'étend en altitude. Une très forte averse donne lieu à une crue de puissance très variable selon la saison, et qui peut être nulle en période froide.

Son débit s'accroit aussi à la suite de fortes températures , par fusion de la glace et de la neige. Mais il est nécessaire alors que le glacier soit débarrassé de sa couverture neigeuse ou que la neige persiste encore sur des surfaces importantes de son bassin.

Crues amorties par l'altitude, crues localisées en été, crues d'origine thermique ou pluviale, voilà les traits généraux des crues des cours d'eau glaciaires . Après avoir recueilli quelques données chiffrées sur la puissance de ces crues, leur époque et leur fréquence, l'observation des hydrogrammes permettra de préciser leur genèse et leur mécanisme.

I. PUISSANCE DES CRUES

Les crues des rivières glaciaires sont loin d'être exceptionnellement fortes. Il est vrai que la durée des observations n'est pas très longue, moins de 50 ans, et le plus souvent entre 10 et 20 ans. Mais de mémoire d'homme et d'archives, les grandes inondations sont survenues à la suite de phénomènes glaciaires proprement dits, chutes de séracs, avance subite du glacier barrant l'écoulement, rupture de poches d'eau intraglaciaires etc... ; elles sont rarement dûes aux causes météorologiques habituelles aux autres rivières.

Le tableau n° 40 réunit les plus forts débits instantanés relevés sur les différents cours d'eau glaciaires de l'arc alpin, depuis ces dernières années. La mesure de ces débits est malaisée, car parfois l'impétuosité du courant emporte la station, comme en 1968 dans la Haute Arve. Les courbes de tarage, précises pour les débits les plus fréquents, le sont beaucoup moins pour les chiffres de pointe. Certaines valeurs reportées ici ont donné lieu à discussion et ne donnent parfois qu'un ordre de grandeur. Une certaine circonspection est donc requise.

Le débit le plus fort enregistré est celui de l'Eau de Bérard, (bassin de 21.6 km2) le 22 septembre 1968, qui a atteint 1850 l/s/km2; mais il d'agit d'une rivière nivo-glaciaire. Les débits spécifiques maximaux d'une rivière nettement glaciaire n'ont pas dépassé 1330 l/s/km2 : il s'agit de la SaaserVisp à Zermeiggern (65 km2) en août 1958 et Bionnassay (18.75 km2) le 22 septembre 1968.

Or on trouve des chiffres incomparablement plus forts dans de petits bassins méditerranéens : l'Orba (141 km2) dans l'Apennin, a écoulé 16.000 l/s/km2 le 13 août 1935. Dans les Pyrénées Orientales, le Canideil à Prats de Mollo (11.6 km2) a écoulé 35.000 l/s/km2 pendant la fameuse crue du 17 octobre 1940. Le maximum connu est de 70.000 l/s/km2 à la Réunion le 19 mars 1958 pour un bassin minuscule de 1.9 km2 à Cilaos (M.PARDE 1961).

Dans les régions où l'écoulement n'a rien d'exceptionnel, on trouve des débits spécifiques de pointe plus forts que ceux des rivières glaciaires : l'Ain roule 700 l/s/km2 en crue nullement considérable pour un bassin 20 fois plus grand que celui de la Massa.

Si l'on observe les hauteurs d'eau atteintes au dessus du zéro de l'échelle, on remarque aussi que les valeurs sont faibles. La crue la plus forte de la Haute Arve, celle du 21-22 septembre 1968 n'a donné qu'une hauteur de 1.93 m. au Bois du Bouchet sur l'Arveyron de la Mer de Glace, de 3 mètres sur l'Eau de Bérard, de 2.10 m. sur l'Arve, au Pont de la Joux et de 1.63 m. aux Thoilles sur le Bionnassay. A Chamonix même l'Arve atteint 1.84 m. Encore n'atteignent-elles ces hauteurs que parce qu'elles se greffent sur des débits

Tableau n°40. DEBIT MAXIMAL INSTANTANE DES RIVIERES GLACIAIRES

Rivière	Surface B.V.km2	Débit instantané m3/s	l/s/km2	crue / module	Date	Période: années	Coeff.A
Arveyron M.de Glace	78	55	705	10	9-68	20	6
Arveyron Argentière	31.6	40	1260	16	8-66	16	7
Arve Pont la Joux	76	51	672	10	9-68	15	5
Arve- Pèlerins	205	120	600	10	9-68	17	8
Tour	11.6	11.5	990	15	7-64	7	3
Bionnassay	18.7	25	1315	27	9-68	12	5
Eau de Bérard	21.6	40	1850	30	9-68	15	8
Isère Val d'Isère	46	45	978	25	1957	18	6
Vénéon les Etages	103	70	679	14	1955	13	7
Massa	205	196	970	15	7-13	66	14
id.	205	135	690	10	8-39	46	7
MatterVisp Randa	315	130	420	10	8-58	13	7
id. Zermatt	228	115	500	10	8-58	10	7
SaaserVisp Zermeig.	65	85	1300	25	8-58	36	10
Lonza Blatten	78	46	600	10	9-57	15	5
Saleinaz	24	30	1250	22	7-59	15	6
Trient	29	33	1140	22	7-61	15	6
Dranse de Ferret	67	42	630	13	6-63	15	5
Trübbach	19.5	11.8	550	19	9-64	14	2
Kander	40	24	590	11	9-49	18	3
Simme Oberried	35	23		11	9-44	27	4
Rhône Gletsch	39	31	796	11	9-10	35	5
Rhône Reckingen	233	155	665	13	8-54	21	10
Rhône Brig	913	350		8	8-65	6	11
Rhône Sion	3349	950		8	9-48	55	16
Rhône Porte du Scex	5220	1050		5	9-48	36	14
Rutor	50	27	550	10	7-36	21	4
Lys D'Ejola	30	18	585	10	8-33	12	3
Savara Eau Rousse	82	42	520	16	8-53	12	4
Evançon Champoluc	101	81	800	25	6-57	10	8

initiaux assez élevés. Ce sont là des hauteurs d'eau qui risquent de faire déborder la rivière et de provoquer des inondations sévères, mais on est loin des 10 m. du bassin de la Garonne ou même des 7.10 m. de la Seine à Paris-Austerlitz en 1955; et encore plus loin des 24 m. de l'Ohio à Cincinatti en janvier 1937. D'ailleurs la crue de la Haute Arve de septembre 1968 a provoqué des dégâts assez importants aux voies de communication et aux usines installées près des cours d'eau (usine de Chedde inondée); elle a emporté plusieurs limnigraphes (Arve au Pont des Nants, Bon Nant), mais on ne peut dire que cela ait mérité le nom de catastrophe.

On remarquera aussi que sur les rivières glaciaires, les débits de pointe ne sont que 10 à 25 fois plus forts que le module. Or sur l'Ardèche, on a noté des crues plus de 100 fois supérieure au module.

Coefficient A de MYERS-PARDE. Nous avons vu plus haut que la grandeur d'une crue ne peut être qualifiée par son seul débit maximum spécifique, car les débits spécifiques diminuent pour des surfaces réceptrices croissantes. On a cherché à établir une formule unique permettant de classer n'importe quel débit maximum émanant de toute surface. Parmi les expressions proposées par divers auteurs, M.PARDE (1961) a retenu le coefficient suivant :

$$A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$$

Q étant le débit maximum en m3/s et S la surface réceptrice en km2. Parmi les valeurs du coefficient A citées par M.PARDE, retenons celles des petits bassins n'excédant pas en superficie celles de nos bassins glaciaires.

En août 1938, le Blanquillo au Mexique (69 km2) a fourni un coefficient de près de 300.

En Nouvelle-Zélande, un bassin de 64.5 Km2, la Hollyford River eut en février 1952 une crue dont le coefficient A fut de 217; en avril 1938, une crue de l'Esk (199 km2) a donné un coefficient de 130.

Au Texas central, la valeur de 216 a été atteinte par une crue du 10 septembre 1952 sur le North Grape creek à Sandy (222 km2).

Au Japon, les plus fortes crues des petits bassins donnent des coefficients supérieurs à 100.

En France, les valeurs de A sont très modérées ; elles atteignent 23 pour la Corrèze à Tulle (370 km2). L'averse exceptionnelle du 3-4 octobre 1960 n'a donné que des valeurs de 22 à 26 pour la Creuse et le haut Cher.

Or le tableau n°40, dernière colonne, montre que les valeurs de A sont très faibles pour les rivières glaciaires. Elles sont comprises le plus souvent entre 5 et 7, ne dépassent pas 16 (Rhône à Sion) et descendent même à 2 (Trübbach à Rüzliberg).

Les cours d'eau glaciaires n'ont donc que des crues très modérées. Par rétention nivale et glaciaire, la partie supérieure de leurs bassins, située au-dessus de l'isotherme 0°, ne concourt pas à l'écoulement et la surface responsable de la crue est souvent bien inférieure à celle du bassin total. L'extension des bassins en altitude apparait donc comme un frein très puissant à l'écoulement des crues.

II. VALEURS ET EPOQUE DE LA CRUE ANNUELLE

Considérons la crue annuelle de ces rivières glaciaires, c'est-à-dire le plus haut débit journalier atteint dans l'année. Le tableau n° 41 donne pour quelques rivières le débit journalier maximum moyen pour la période des observations.

La régularité de ces rivières est bien marquée. Le débit journalier maximal moyen est compris dans la Haute Arve entre 350 et 550 l/s/km2. Dans les Alpes Bernoises, un peu moins arrosées, il varie de 250 à 350 l/s/km2. Il baisse régulièrement pour les stations échelonnées le long du Rhône, a mesure que les surfaces réceptrices augmentent. Il est le plus souvent compris entre des valeurs égales à 4 fois et 7 fois le module, qui sont des valeurs mdérées.

La régularité selon les années est aussi assez remarquable. L'écart entre les valeurs extrêmes relevées pendant la période dépasse rarement 2. Il est évidemment plus fort si la période d'observation est plus longue, l'éventualité d'une crue exceptionnelle augmentant, et atteint 3 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, en 20 ans. En 14 ans, le Rhône à Gletsch a eu 8 fois un débit maximum moyen compris entre 13 et 13,8 m3/s.

L'époque de la crue annuelle est bien précise ; sur 260 années observées au total, 105 crues annuelles ont eu lieu en août, et 92 en juillet. Mais juin l'emporte sur les rivières nivo-glaciaires comme la Dranse de Ferret. Le Rhône, de Gletsch à Porte de Scex, a des crues de plus en plus précoces, parallèlement à la diminution de l'englacement de son bassin.

Si au lieu des crues annuelles, on considère les crues maximales jamais dépassées pendant les périodes d'observation, on trouve des époques plus tardives. Sur 51 rivières, la crue maximale a eu lieu 3 fois en juin, 8 fois en juillet, 21 fois en août et 19 fois en septembre. Ce haut chiffre de septembre (10 en Suisse, 8 en Italie et 1 en France) montre bien l'influence des grandes averses méditerranéennes dans les crues maximales, dans les Pennines.

Tableau n°41. LA CRUE ANNUELLE MOYENNE.

Rivière	Surface B.V.	Crue annuelle m3/s	Crue annuelle l/s/km2	Jn	Jt	Ao	S	Années	Période
Arveyron M.de Glace	78	31.8	408	-	8	12	-	20	1950-70
Arveyron Argentière	31	17.3	547	-	5	9	2	16	1953-70
Arve Pont la Joux	76	26.8	354	1	5	8	1	15	1955-70
Tour	11	6.1	529	-	4	3		7	1960-67
Bionnassay	18	6.5	346	-	4	4	1	10	1960-70
Eau de Bérard	21	8.5	392	2	5	2	1	10	1960-70
Massa	195	66.2	339	1	6	7	-	14	1957-70
Lonza	78	22.1	284	2	7	5	-	14	1957-70
Saleinaz	24	6.8	285	1	6	6	1	14	1957-70
Trient	29	10.2	350	-	9	5	-	14	1957-70
Dranse de Ferret	67	17	254	10	3	-	1	14	1957-70
Kander	40	10.4	255	-	3	11	-	14	1957-70
Trübbach	19	4.8	248	1	5	8	-	14	1957-70
Simme	35	10.2	385	4	5	5	-	14	1957-70
Rhône Gletsch	39	13.8	354	2	7	5	-	14	1957-70
Rhône Reckingen	233	52.2	224	7	3	3	1	14	1957-70
Rhône Brig	913	175	191	5	2	6	1	14	1957-70
Rhône Sion	3349	408	119	6	3	4	1	14	1957-70
Rhône Porte du Scex	5220	562	107	9	2	2	1	14	1957-70

III. FREQUENCE DES CRUES

La durée assez courte des observations des débits de la Haute Arve ne permet guère d'estimer la puissance possible des crues exceptionnelles.

La crue du 21-22 septembre 1968 dans le bassin de la Haute Arve a été provoquée par une averse dont le caractère a été exceptionnel, mais localisé aux affluents de l'Arve et de la Romanche. L'Arve a débordé mais les débits spécifiques n'ont pas dépassé 1500 l/s/km2, (1900 sur l'Eau de Bérard). Cette crue a été supérieure à celle du 3 août 1966 dont on avait surestimé le débit. Auparavant on sait que le 5 août 1925, à la suite d'un violent orage, les affluents de l'Arve supérieure réagissaient violemment et inondaient le hameau du Bouchet, à Chamonix. On ne sait rien de plus, et on ne possède ni mesure, ni estimation avant 1905 pour l'Arve à Chamonix: encore sont-elles irrégulières et sujettes à caution.

Différentes formules ont été établies pour déterminer le débit maximal des crues possibles, et leur fréquence.

Certaines formules utilisent la surface réceptrice, telles que celle de SCIMEMI et celle de PAGLIANO. La pre mière est celle-ci:

$$Q = \frac{600}{S + 10} + 1 \quad (Q \text{ en m3/s/km2 et S en km2})$$

Si on l'applique à l'Arveyron de la Mer de Glace, on obtient 7800 l/s/km2, soit plus de 10 fois la valeur maximale connue. La Massa et l'Arve à Chamonix pourraient écouler 3.900 l/s/km2, soit 4 fois la valeur maximale connue. La formule de PAGLIANO donnerait des valeurs plus fortes encore: 17.000 l/s/km2 pour l'Arveyron de la Mer de Glace et 10.000 l/s/km2 pour la Massa. Il est malaisé d'imaginer de tels débits; il semble que ces formules soient mieux adaptées aux régions méditerranéennes qu'à des bassins englacés.

La formule de FULLER fait intervenir la fréquence des crues. Si la crue annuelle est de 1, la crue décennale est de 1.8, la crue centenaire est de 2.6, la crue millénaire de 3.4 et la crue dix-millénaire de 4.2, ces chiffres étant ceux des debits moyens journaliers et non ceux de pointe. On aurait pour les rivières glaciaires les valeurs de crue suivantes :

Tableau n°42. VALEURS DES CRUES EXCEPTIONNELLES, d'après FULLER.en l/s/km2.

Rivière	Annuelle	Décennale	Centenaire	Millénaire	Dix-millénaire
Arveyron Mer de Glace	408	734	1060	1386	1712
Arveyron Argentière	547	984	1420	1860	2297
Arve Joux	354	630	940	1200	1486
Tour	530	950	1380	1800	2230
Bionnassay	346	600	900	1176	1453
Eau de Bérard	392	705	1018	1330	1644
Saleinaz	285	513	741	969	1197
Trient	350	630	910	1190	1470
Dranse de Ferret	250	450	650	850	1050
Massa	330	630	881	1152	1423
Lonza	284	511	737	964	1191
Trübbach	248	446	644	842	1040
Kander	255	459	663	867	1071
Simme	285	513	741	969	1197
Rhône Gletsch	354	637	920	1203	1485
Rhône Reckingen	224	403	582	761	940
Rhône Brig	191	343	495	647	799
Rhône Sion	119	214	309	404	500
Rhône Porte du Scex	107	192	277	362	447

Pour juger du bien-fondé de cette formule, nous pouvons comparer les chiffres de la crue décennale avec les valeurs des débits journaliers mesurées aux stations.

En 20 ans, l'Arveyron de la Mer de Glace, a eu une crue de 513 l/s/km 2 et une autre un peu moins forte en 1966, alors que le calculde FULLER donne 734. En 16 ans l'Arveyron d'Argentière a eu une crue de 728 l/s/km2 et la crue décennale prévue était de 984. L'Arve au Pont de la Joux et le Tour ont eu une crue de 500 et 414 l/s/km2 en 15 et 7 ans alors que la valeur de FULLER aurait

été de 630 et 950. Seuls l'Eau de Bérard et le Bionnassay ont en 15 ans une crue voisine de la valeur décennale proposée, soit 694 et 693 au lieu de 705 et 600 .

Pour les rivières suisses dont les observations couvrent une période de 15 ans, on ne trouve que des valeurs plus faibles que celles prévues par FULLER : sur la Lonza, 217 l/s/km2 au lieu de 511, sur la Saleinaz, 298 au lieu de 513, sur le Trient 496 au lieu de 630 , sur la Dranse de Ferret 367 au lieu de 450 et enfin sur la Trübbach 188 au lieu de 446 l/s/km2.

On ne peut donc dire que la formule de FULLER donne de bons résultats pour les rivières glaciaires : on peut remarquer que la concordance est encore moins bonne pour les rivières aux bassins les plus englacés. Ceci montre bien que les crues des cours d'eau glaciaires sont peu considérables.

Enfin une autre formule, celle du "gradex", a été proposée par GUILLOT et DUBAND pour calculer la probabilité des crues à partir des pluies. Les débits doivent se trouver sur une droite de même pente que celle des pluies et ayant pour origine la crue décennale. Dans le cas des rivières glaciaires, les pluies ne sont pas seules déterminantes : la température joue. Cette méthode qui peut être excellente pour des bassins ordinaires, ne parait pas adaptée aux bassins englacés.

Encore une fois, on s'aperçoit que ces rivières glaciaires ont des caractères trop originaux pour que des formules faites pour des cas généraux puissent s'y adapter. Il nous faut imaginer une autre méthode de calcul. Après avoir tenté de reconstituer les parts respectives des précipitations et de la fusion dans les débits de crue, nous pourrons peut-être définir ce que serait la plus grande crue à craindre dans les bassins glaciaires.

IV. CRUES DE FUSION ET CRUES PLUVIALES

Les rivières glaciaires présentent deux types de crues, bien distinctes par leur origine.

En juillet 1964, en situation anticyclonique persistante, alors qu'aucune précipitation n'est enregistrée dans aucune station du nord des Alpes depuis le 10, le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace monte régulièrement. Le 15 il atteint 21 m3/s, puis 27 m3/s, 31 m3/s. Il atteint 39 m3/s le 19, avec une pointe instantanée à 45 m3/s, puis il redescend. Pendant ce temps le thermomètre au Tour a atteint des chiffres record, aussi bien pour les minima que pour les maxima, 16°2 et 27°5.

Bientôt le temps change, l'anticyclone se détériore, des orages éclatent : une averse de 28 mm. tombe au Tour dans la nuit du 22 au 23 juillet. Redescendu à 27 m3/s, le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace remonte à 34 m3/s le 23 alors que la température n'est plus que de 10° la nuit et 18° le jour.

Deux conjonctures bien différentes, deux types de crues bien caractérisés; l'une est dûe à la fusion nivale et glaciaire, l'autre à l'écoulement d'une forte averse. Nous allons étudier avec plus de détails ces deux types de crues, avec l'aide des courbes de débit en fonction du temps, ou hydrogrammes.

A. LES CRUES DE FUSION

Les crues de fusion sont délicates à caractériser sur les hydrogrammes des rivières glaciaires : le gonflement journalier du débit, dû à la fusion diurne, est un élément du régime glaciaire. A partir de quel point ce gonflement mérite-t-il le nom de crue ? Nous avons pris en considération les débits journaliers de 3 à 5 fois plus forts que le module : ce sont alors assurément des phénomènes anormaux, qui tranchent sur le comportement habituel de la rivière.

Pendant la période 1956-1967 on relève sur les cours d'eau de la Haute Arve, les débits moyens de 24 h. les plus forts, obtenus en période sèche et par forte température (en l/s/km2):

Tableau n°43: Les plus fortes crues de fusion.

	A.Mer de Glace	A.Argentière	Arve-Joux	Tour	Bionnassay
module	66	75	60		49
7-7-1957	407	538	326		
30-8-1958	297	183	184		
7- 9-1958	273	167	184		
17-9-1961	178	188	121	135	97
14-8-1962	279	398	247	256	192
16-9-1963	226	132	144	109	57
4-7-1964	315	261	172	258	76
18-7-1964	509	438	280	547	160
8-8-1965	355	322	250	273	186
12-8-1966	410	594	309	354	
25-6-1967	208	200	143	182	

En 11 ans, la crue de fréquence annuelle a eu une origine thermique 3 fois sur l'Arveyron de la Mer de Glace, 2 fois à Argentière, 1 fois sur l'Arve-Joux. En 7 ans elle a eu lieu une fois sur le Tour et 1 fois sur le Bionnassay. La fusion n'a donc pas à elle seule des effets aussi puissants que les grandes averses; elle gonfle les débits journaliers sans dépasser 6 à 7 fois le module. Sur la Massa, la crue de fusion de juillet 1928, observée par M.PARDE, a fourni 127 m3/s soit 628 l/s/km2 et 9 fois le module.

L'observation des hydrogrammes des crues de fusion des cours d'eau glaciaires est intéressante à plus d'un titre.

La plus remarquable crue de fusion enregistrée pendant cette période est sans conteste celle du 16 au 20 juillet 1964 sur l'Arveyron de la Mer de Glace (fig.n°69), à la fois par son ampleur et par la régularité de son dessin. Le débit passe de 24 à 39 m3/s. Les courbes sont nettement convexes : en effet la rétention croit avec l'altitude, donc à mesure que l'eau ruisselée vient de plus haut et plus loin ; les aires d'égal temps de parcours sont de moins en moins étendues à la fin de la courbe de concentration. Le retard entre maximum de débit et maximum de température est assez irrégulier; pour l'Arveyron de la Mer de Glace, nous avons :

	:Débit max.:	Temp.max.	Retard	:Débit min.:	Temp.min.	: Retard
17 juillet	23 h.	16 h.	7 h.			
18 juillet	4 h.	15 h.	13 h.	10 h.	6 h.	4 h.
19 juillet	21 h.	12 h.	9 h.	11 h.	5h.30	5 h.30
20 juillet	20 h.	16 h.	4 h.	8 h.	5 h.30	2 h.30

Le retard s'accroit considérablement avec la montée de la température, ce qui est assez normal.

Une même régularité se retrouve du 15 au 19 juillet 1969 sur le Zmuttbach, à la station de Stafel, au-dessus de Zermatt (fig.n° 70). Le débit monte régulièrement de 3.9 à 8.8 m3/s pendant que la température atteint 15°6 le 19. Le rayonnement atteint des valeurs assez hautes et surtout très régulières entre 400 et 500 cal/cm2/min.

Le dessin de l'hydrogramme du 8-10 août 1965 n'est pas aussi régulier (fig.n°71) : les minima très hauts de la température (17°5 au Tour) augmentent l'écoulement si rapidement que les creux sont presque comblés sur la courbe de l'Arveyron de la Mer de Glace. Sur celui d'Argentière la montée est plus régulière : nous verrons que la fusion de la neige entre pour une très forte part dans le débit, 63 % et 83 % pour les deux Arveyrons. L'irrégularité des pulsations est-elle une conséquence de cette prépondérance de la fusion nivale ? La crue de juillet 1964 avec 70 % de fusion de glace a eu des pulsations autrement régulières. Le retard des débits de pointe sur les maxima de température sont de 6 heures sur l'Arveyron de la Mer de Glace et de 4 heures sur celui d'Argentière : le retard des minima est respectivement pour ces deux stations de 3.45 h. et de 2.15 h. Là encore le retard est le plus grand sur le glacier le plus étendu et les jours les plus chauds. Mais il est beaucoup plus court qu'en juillet 1964. En effet si le volume de neige fondue vient des mêmes altitudes, celui de glace fondue vient de beaucoup moins loin, comme nous le verrons.

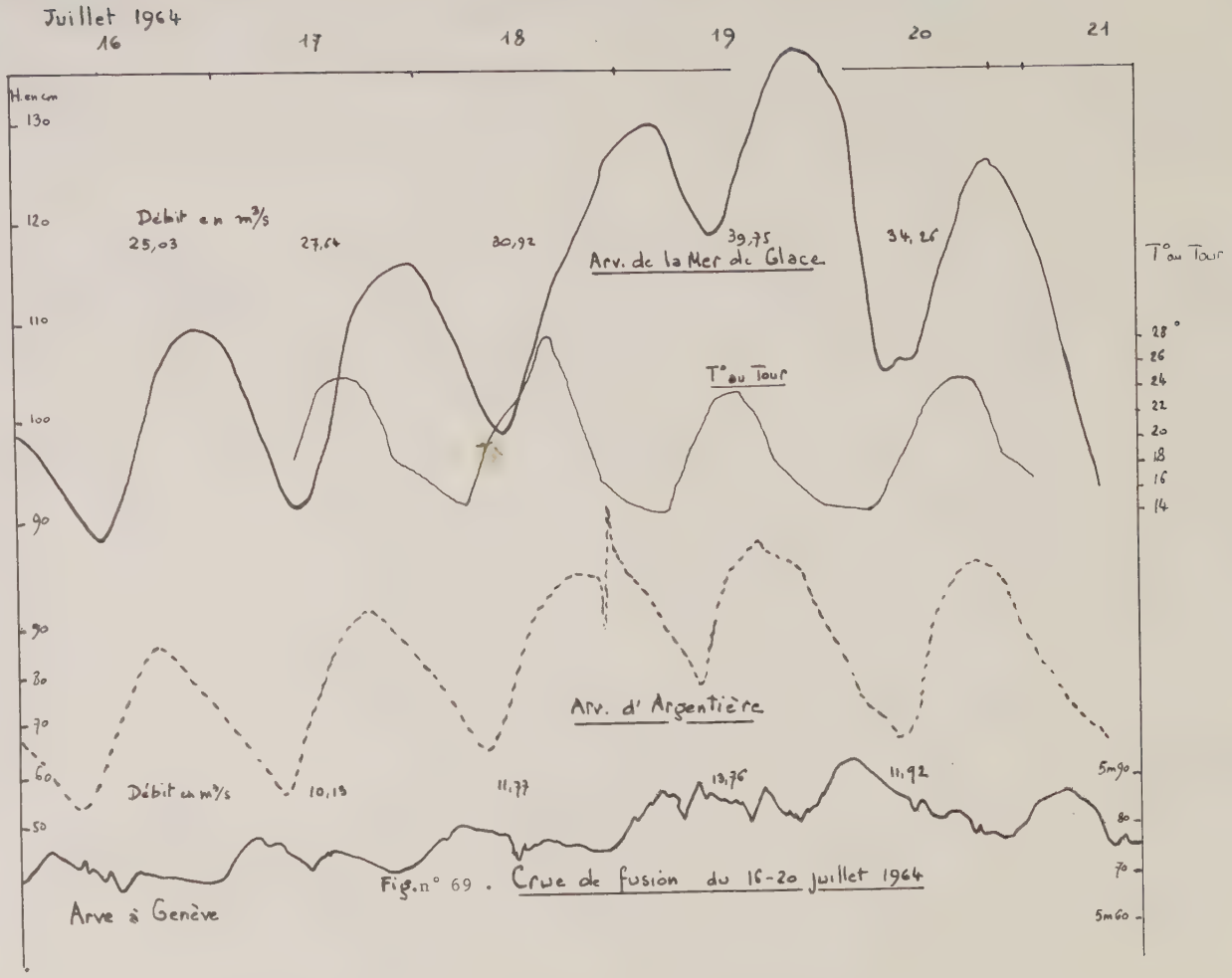


Fig. n° 69 . Crue de fusion du 16-20 juillet 1964

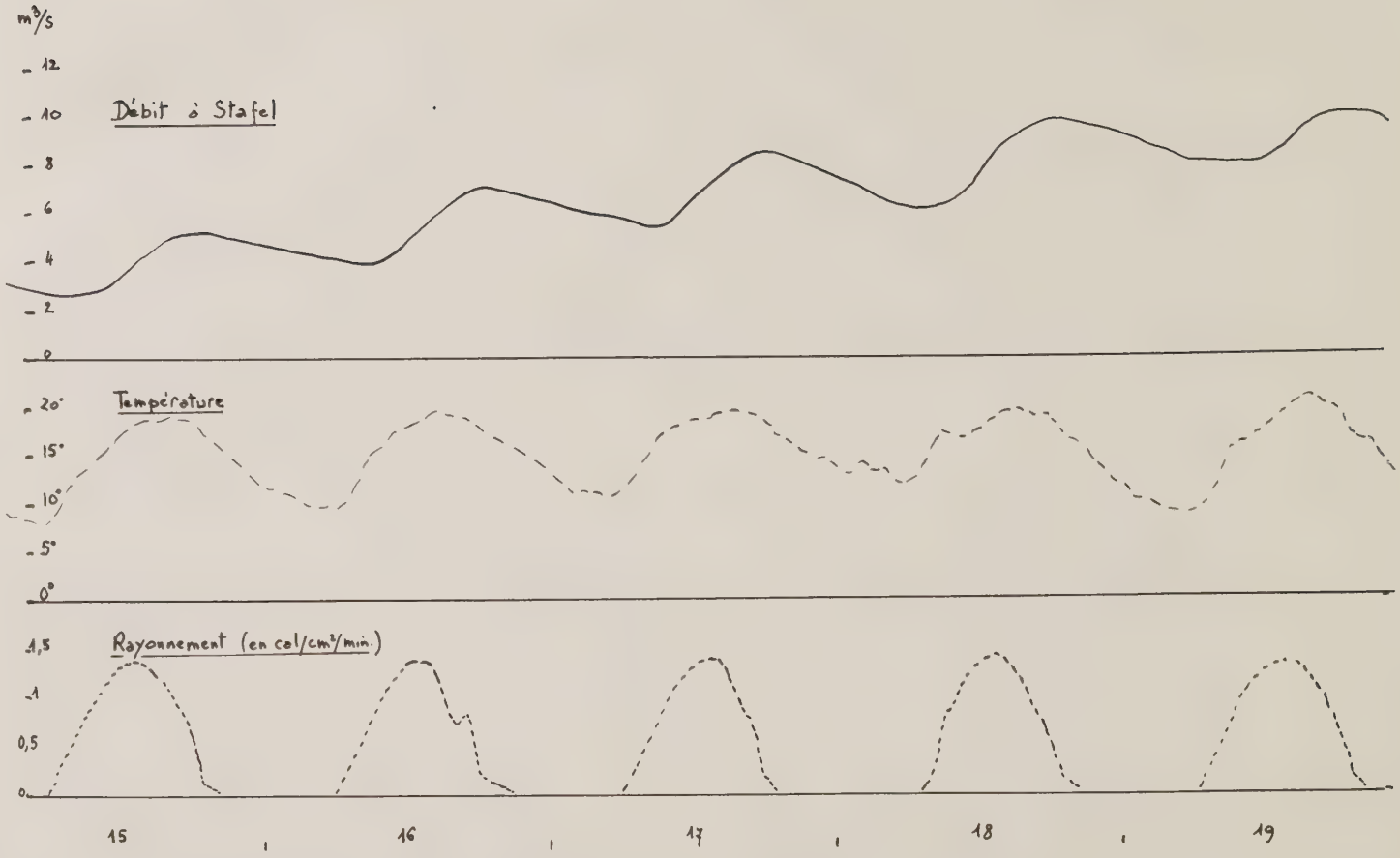


Fig. n° 70 . Crue de fusion du Zmuttbach à Stafel 15-19 juillet 1969

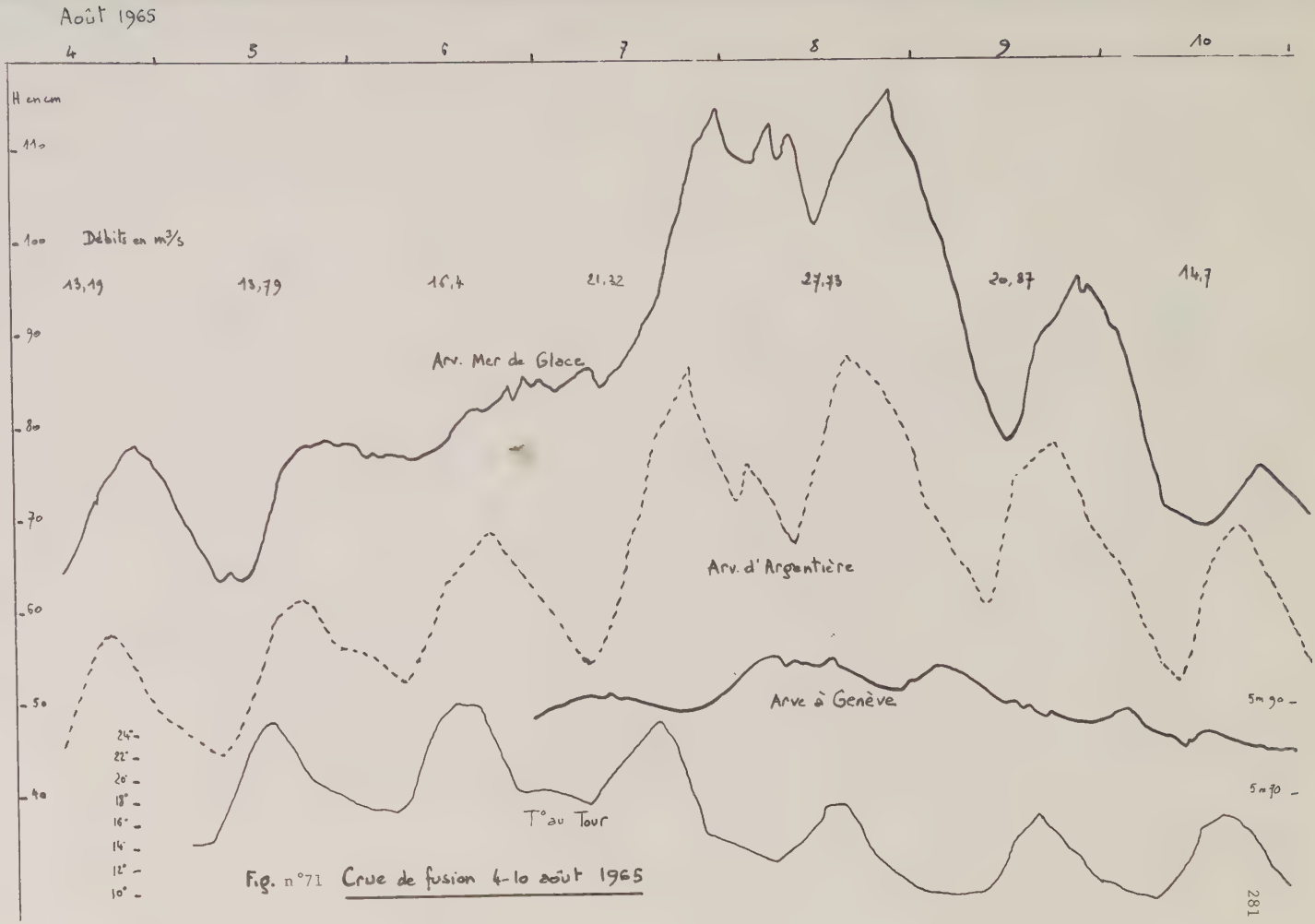


Fig. n°71 Crue de fusion 4-10 août 1965

En aval, il n'est guère facile de suivre le cheminement d'une crue de fusion. D'une part les émissaires réagissent plus ou moins vite selon la longueur du glacier, d'autre part ils n'ont pas tous la même distance à parcourir.

Pour la station de l'Arve au Pont de Carouge, à Genève, la différence d'éloignement des cinq glaciers de la Haute Arve doit être négligeable à côté des près de 100 km qui séparent Chamonix de Genève. Et en effet, les pointes de crues ne paraissent pas trop étalées dans le temps.

Lors de la crue du 16 au 20 juillet 1964 (fig.n°69), la pointe du 19 juillet, bien marquée sur tous les émissaires des glaciers (sauf Bionnassay qui a son maximum le 20), est retrouvée sur l'Arve à Genève-Carouge dans les premières heures de la matinée du 20, et la pointe, moins haute du 20, est bien retrouvée le matin du 21 à Genève. Mais l'hydrogramme de l'Arve montre des pulsations dédoublées, et même détriplées, les jours qui précédent, et surtout le 19, et difficilement reconnaissables.

Lors de la crue du 4 au 10 août 1965 (fig.n°71) les pointes de crue sont discernables sur l'hydrogramme de Genève-Pont de Carouge, au petit matin des 8 et 9 août.

ANALYSE DE QUELQUES CRUES DE FUSION

Nous allons reprendre ces crues, et, avec la méthode employée pour analyser les débits pendant des périodes d'équilibre dans le chapitre précédent, nous allons poursuivre cette recherche lors des crues.

1°/ Crue de fusion du 16-20 juillet 1964

Cette crue survient après un passage de mauvais temps où la température maximale est tombée à 6°2 au Tour avec une forte pluie. Le beau temps revenu, la température monte avec des maxima qui atteignent 27°5 le 18 et des minima qui dépassent 16°. Or un minimum de 16° au Tour (1460 m.) donne avec un gradient de 0°65 une température de 0° la nuit à 4000 m. Le jour, s'il fait 27°5 au Tour, il fait 0° vers 5500 m. A l'altitude des vastes surfaces glaciaires, vers 3000-3200m. il fait plus de 16° le jour et encore 5° la nuit. La fusion diurne attaque les bassins versants dans leur totalité et il n'est pas étonnant que les débits se gonflent puissamment.

On a les débits moyens journaliers suivants :

Juillet 1964	16	17	18	19	20	Moyenne
Temp.min.au Tour	15°2	15°8	16°2	14°8	14°2	19°
Temp.max. -	24°8	25°5	27°5	24°5	25°8	
Q.Arv.Mer de Glace	24.03m3/s	27.64	30.92	39.75	34.26	31.3
Q.Arv.Argentière	8.93	10.12	11.77	13.76	11.92	11.3

Arveyron de la Mer de Glace:

Le débit moyen pour ces 5 jours est de 31.3 m3/s . Il s'est donc ecoulé chaque jour un volume de 2.830.000 m3 d'eau. L'évaporation, forte par ces jours de canicule, a pu enlever une la me, donnée par l'abaque de WUNDT, correspondant à 103.000 m3 . La fusion initiale a donc fourni un peu plus de 2.930.000 m3. C'est ce chiffre qu'il faut reconstituer.

Les surfaces sont bien connues. La température moyenne est de 19° au Tour, à 1460 m. Avec un gradient d'environ 0°71 en dessous de 2500 m. et de 0°61 en haute altitude, on a une température de 15° à 2000 m. et de 8°4 à 3000 m.

La limite inférieure du manteau neigeux, très haute après un hiver exceptionnellement sec, se trouve en moyenne à 3100 m. au milieu de juillet. Deux seules données sont incertaines et permettent par leur modulation d'obtenir le résultat cherché : 1°/quelle est la limite précise où l'écoulement s'arrête en haute altitude, l'eau de fusion percolant dans la neige et regelant en profondeur ? 2°/ quelle valeur donner à K et K' les coefficients d'ablation de la neige et de la glace ? Nous avons déjà vu qu'en juillet 1964, ces coefficients devaient être forts, respectivement 5.5 et 8. En prenant ces deux valeurs, et en considérant que l'écoulement s'arrête 500 m. au dessus de la limite du manteau neigeux, on obtient le calcul suivant :

Volume de l'eau provenant de la fusion de la neige :

Altitude	K ;	T°	Surf.B.V. km2	Volume en m3 (K x T x S)
3100-3200	5.5	7°4	5	203.000
3200-3400	-	6°5	11.9	425.425
3400-3600	-	5°3	6	174.900
			Total :	803.825 m3

Volume de l'eau provenant de la fusion de la glace: (K' x T x S')

Altitude	K'	T°	Surf.glacier km2	Volume en m3
1500-1600	8	18°3	0.07	10.248
1600-1700	-	17°5	0.18	25.200
1700-1800	-	16°8	0.34	45.696
1800-1900	-	16°1	0.53	68.324
1900-2000	-	15°3	0.71	86.904
2000-2100	-	14°6	0.91	107.288

2100-2200	8	13°9	1.81	201.272
2200-2300	-	13°2	1.65	164.240
2300-2400	-	12°5	0.78	78.000
2400-2500	-	11°8	0.90	84.960
2500-2600	-	11°1	0.77	68.376
2600-2700	-	10°5	2.17	182.280
2700-2800	-	9°9	2.77	219.384
2800-2900	-	9°3	2.85	212.040
2900-3000	-	8°7	3.46	239.778
3000-3100	-	8°1	3.38	219.024
			Total :	2.013.014 m3

Le calcul donne pour la fusion de la neige et de la glace un volume total de 2.816.839 m3 d'eau, au lieu des 2.933.000 m3 mesurés, soit une approximation de 4 % par défaut. Il ne faut pas chercher à serrer de plus près encore la réalité, car il doit bien y avoir un écoulement retardé des pluies antérieures (des 10 et 11 juillet) dont il faut tenir compte.

Avec les mêmes chiffres on obtient des valeurs moins bonnes pour l'Arveyron d'Argentière : Volume dû à la fusion de la neige, 291.000 m3; dû à la fusion de la glace : 951.000 m3; perdu par évaporation : 51.000 m3; il reste de quoi fournir un débit de 13.3 m3/s, alors que le débit mesuré est de 11.3 m3/s. L'erreur par excès est de 17 %. Mais l'hydrogramme montre par l'échancrure dans la courbe de la nuit du 18 au 19 que cette station est sujette à des variations de niveau très brutales, dûes aux embâcles et aux débâcles sous-glaciaires et à la présence d'une nappe phréatique en amont de la cascade de séracs et dont nous reparlerons plus loin. Peut-être ne peut-on espérer pour cette station une meilleure approximation.

Le plus fort volume dû à la fusion de la neige vient de très haut, entre 3100 et 3500 m. Dans le bassin de la Mer de Glace, la moitié de l'eau de fusion de la glace vient des surfaces situées au-dessous de 2600 m. et l'autre moitié de la zone 2600-3100 m., mais à Argentière 72 % viennent de la plus haute tranche. La fusion de la glace fournit 71 % du débit de l'Arveyron de la Mer de Glace et 76 % de celui d'Argentière

Enfin le volume total écoulé atteint 2.816.000 m3 par jour pour la Mer de Glace, soit 14 millions de m3 pour les 5 jours, et 1.243.800 m3 pour Argentière soit 6 millions de m3 pour les 5 jours. Mais il est difficile de limiter la crue à 5 jours et de préciser son début et sa fin : elle n'est qu'une intumescence plus forte dans la série des pulsations journalières.

2°/ Crue du 28 au 31 août 1958

Il vaut la peine de comparer la crue précédente avec celle de fin août 1958, car pour une même température, 19° en moyenne au Tour, le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace est nettement plus faible, 19 m3/s au lieu de 31.3 m3/s. Comment expliquer cette différence ?

Les conditions climatiques des deux étés sont très différentes: 1964 est chaud et sec, 1958 est très pluvieux. Il est tombé 100 mm de pluie au Tour dans la semaine précédant la crue avec des températures minimales de 4° à 6°. I l a neigé à 2000-2200 m. d'altitude. Cette neige a disparu rapidement sur le sol et les rochers, mais elle s'attarde sur le glacier lui-même jusqu'à 2700-2800 m. et le protège contre la fusion. Il y a donc beaucoup moins de glace vive soumise à la fusion et celle-ci ne concourt à l'écoulement que dans les parties basses du glacier, de 1500 à 2750 m. environ. Pour obtenir un résultat approché, il faut donner aux coefficients d'ablation des valeurs basses pour cet été frais et pluvieux, soit 4.5 et 6. Le calcul donne alors un volume de glace fondue de 932.000 m3 au lieu de 2 millions de la crue précédente. La neige par contre qui subsiste à 3000 m. fournit à l'écoulement un volume légèrement supérieur, 824.000 au lieu de 803.000 m3. La crue est formée par 46 % d'eau provenant de la fusion nivale et 54 % de la fusion glaciaire.

3°/ La crue du 5 au 10 août 1965 se produit dans un été froid et humide; la neige persiste très bas et la glace est encore recouverte à 2500 m. La température moyenne est de 16°7 au Tour et le débit moyende l'Arveyron de la Mer de Glace est de 16.5 m3/s, celui d'Argentière de 7.9 m3/s et celui du Tour de 2.6 m3/s. En donnant à K et K' des valeurs faibles, soit respectivement 4.5 et 6 on obtient par des calculs analogues les valeurs suivantes, en milliers de m3:

Rivière	Volume neige	Volume glace	Débit calculé	Débit mesuré
Arveyron M.de Glace	957	547	16.4	16.5
Arveyron Argentière	576	112	7.5	7.9
Tour	208	26	2.56	2.6

Les résultats sont très proches des débits mesurés.
La fusion de la glace très réduite ne donne que 27 % du débit de l'Arveyron de la Mer de Glace, 17 % de celui d'Argentière et 12 % de celui du Tour.

4°/La crue de fusion du 14 au 17 septembre 1963, en période plus tardive, donne à l'analyse des résultats aussi satisfaisants. La température moyenne est de 14°5 au Tour avec des maxima de 20° et des minima de 11°. La ligne des névés est à 3100 m. Le débit mesuré à la Mer de Glace est de 15.3 m3/s. La courbe d'Argentière n'est pas précise et doit être écartée.

Avec des valeurs normales de K et K', soit 5 et 6.5, on trouve pour l'Arveyron de la Mer de Glace un débit de 15.7 m3/s dont l'évaporation a soustrait 0.9 m3/s, il reste 14.8 m3/s, soit le débit mesuré avec une approximation de 3 %. L'eau fournie par la neige fondue donne un volume de 353 milliers de m3, et la fusion de la glace 1009 milliers de m3, soit respectivement 25 et 75 %.

5°/ Crue de fusion sur une rivière de type nivo-glaciaire:

L'Eau de Bérard, qui descend du Buet et draine son versant oriental, a un bassin moins élevé que ceux des cours d'eau de la Haute Arve. Le sommet est à 3094 m. et l'altitude moyenne à 2308 m. La glace n'occupe que 8 % de la surface totale. C'est une rivière à régime nivo-glaciaire et ses crues de fusion sont des crues de fusion de neige, beaucoup plus que de glace; elles se produisent plus tôt en saison. Sur les 17 crues de fusion caractérisées de 1961 à 1967, 2 ont eu lieu en mai, 4 en juin et 1 en juillet. L'année 1964, sèche et chaude, si fertile en crues de fusion pour les cours d'eau glaciaires, est une année bien maigre pour l'Eau de Bérard alors que 1966, année hyperneigeuse, voit se succéder de mai à juillet des hautes eaux continues sur les rivières nivo-glaciaires. Les crues de fusion atteignent sur cette rivière souvent de 6 à 7 m3/s , soit plus de 300 l/s/km2 et plus de 5 fois le module, dès que les températures extrêmes atteignent respectivement 25 et 15°. Elles ont les débit de la crue de probabilité annuelle et leur dessin a la belle régularité habituelle.

La crue du 24 au 28 juin 1965 a un débit moyen de 6.6 m3/s; la température moyenne au Tour est de 19°6 et la limite inférieure de l'enneigement est à 2300 m. La fusion glaciaire n'est pas commencée car la neige s'attarde encore sur les petits glaciers des versants nord dont la langue descend à 2000 m. La fusion de la neige peut être calculée ainsi :

Altitude	: T°	: K	: S km2	: Volume en m3
2300-2400	13°1	4.5	2.38	140.420
2400-2600	12°4	-	5.37	299.646
2600-2800	1101	-	3.02	151.000
			Total :	591.066 m3

Ce volume correspond à un débit de 6.84 m3/s; 0.4 m3/s sont ôtés par l'évaporation. Il reste 6.4 m3/s, soit un débit trop faible de 4 %, ce qui est très acceptable.

En conclusion, que nous apporte de nouvel essai d'analyse des débits, lors des crues de fusion ?

-Les coefficients d'ablation de la neige et de la glace sont confirmés et leurs valeurs comprises dans les limites précisées antérieurement, soit de 4.5 à 6 pour la neige et de 6 à 8 pour la glace.

-La part de la fusion glaciaire dans le débit total est dépendante de l'altitude plus ou moins basse de la limite inférieure du manteau neigeux. Elle peut varier de 25 à 75 % du débit selon les années, selon les glaciers et selon la distribution de leurs surfaces.

-enfin les débits des rivières nivo-glaciaires peuvent être analysés par cette méthode qui donne des résultats également satisfaisants.

6°/ Extension d'une crue de fusion dans l'arc alpin

Les périodes de grosse chaleur sont en général provoquées par de hautes pressions qui gagnent depuis le Sahara et s'étendent largement sur tout l'arc alpin et même davantage, alors que les dépressions suivent une voie plus septentrionale, sud du Groenland, Ecosse, Norvège. Le Valais, le Mont-Blanc sont trop proches pour ne pas subir en général les mêmes températures. Les crues de fusion doivent donc affecter tout l'arc alpin en même temps. Nous n'avons pas d'autres documents que les débits moyens journaliers maximaux, pour comparer ces différentes crues ; c'est loin d'être parfait, mais ce peut être significatif. Nous avons rangé les rivières par ordre de débit spécifique moyen journalier du jour où la crue a atteint son plus fort débit.

Crue du 28-31 Août 1958				Crue du 5 au 10 août 1959			
Rivière	S.B.V. km2	Englac. %	Débit l/s/km2	Rivière	S.B.V. km2	Englac. %	Débit l/s/km2
Arv.M.de Glace	78	51	324	Massa	195	66	269
Massa	195	66	269	Arv.Argentière	31	52	222
Rhône Gletsch	39	56	242	Arv.M.de glace	78	51	210
Arv.Argentière	31	52	216	Rhône Gletsch	39	56	208
Lonza	78	40	206	Saleinaz	24	50	183
Arve Joux	76	36	203	Kander	40	43	174
Saleinaz	24	50	192	Lonza	78	40	173
Arc Bonneval	81	29	174	Trübbach	19	58	170
Kander	40	43	173	Trient	29	34	141
SaaserVisp à Z.	65	41	163	SaaserVisp à Z.	65	41	139
Trient	29	34	156	Rutor	50	24	129
Trübbach	19	58	113	Romanche	43	15	84
Vénéon	103	15	73	D.Champagny	77	16	71
D.Champagny	77	16	65				

Crue du 16-20 juillet 1964

Rivière	S.B.V. km2	Englac. %	Débit l/s/km2
Tour	11	70	551
Arv.M.Glace	78	51	509
A.Argentière	31	52	435
Massa	195	66	363
Rhône Gletsch	39	56	334
Saleinaz	24	50	336
Kander	40	43	287
Arve-Joux	76	36	280
Trient	29	34	233
Lonza	78	40	220
Trübbach	19	58	213
Bionnassay	18	24	159
Avérole	45	26	140
Dr.Ferret	67	12	140
Eau Bérard	21	8	120

Crue du 8-10 août 1965

Rivière	S.B.V. km2	Englac. %	Débit l/s/km2
Arv.M.Glace	78	51	355
A.Argentière	31	52	322
Rhône Gletsch	39	56	282
Tour	11	70	278
Massa	195	66	256
Arve Joux	76	36	249
Lonza	78	40	226
Bionnassay	18	24	222
Trient	29	34	209
Kander	40	43	205
Saleinaz	24	50	203
Eau de Bérard	21	8	147
Trübbach	19	58	137
Dr. Ferret	67	12	130
Avérole	45	26	117

Crue de fusion du 20 septembre 1920
citée par M.PARDE (1942)

Rivière	S.B.V. km2	Englac. %,	Débit l/s/km2
Lonza	78	40	496
Rhône Brig	831	29	481
Dr.Bagnes	254	31	453
Dr.Entremont	302		390
Borgne	231	25	354
Rhône Sion	3349	20	230
Rhône P.Scex	5220	16	181

L'ordre dans lequel se placent les rivières n'a rien qui puisse étonner. Viennent en premier les rivières au bassin le plus englacé, mais aussi le plus exposé à la fusion, en raison de la distribution des surfaces en altitude. Ce dernier facteur explique la nette supériorité de l'Arveyron de la Mer de Glace sur la Massa dans 3 cas sur 4. Il est curieux aussi de voir comme la Lonza et l'Arve au Pont de la Joux ont réagi de façon semblable aux 4 crues: leurs bassins ont même surface et même englacement, même orientation et même situation dans l'arc alpin, comme il a été déjà dit précédemment. Les crues de fusion confirment cette ressemblance.

En résumé, les crues de fusion des rivières glaciaires suivent les pulsations journalières de la température. Leurs hydrogrammes conservent les sinuosités régulières en les accentuant; tout au plus une montée du débit en gradins peut en perturber le dessin. Elles ont lieu par beau temps stable de période anticyclonique et normalement affectent tous les émissaires des

glaciers d'une même région en même temps. Une année sèche et chaude au manteau neigeux réduit est fertile en crues de fusion, alors qu'une année hyperneigeuse gonfle bien plutôt les rivières nivo-glaciaires.

B. LES CRUES PLUVIALES

Les crues pluviales différent par bien des points des crues de fusion. Leur disparité d'origine se traduit d'abord dans leur puissance : alors que nous n'avons pas vu de crue de fusion dépasser 650 l/s/km2, certaines crues pluviales ont dépassé 1300 l/s/km2 sur les rivières glaciaires, et même 1850 l/s/km2 sur l'Eau de Bérard, nivo-glaciaire.

Elle se traduit également par leur fréquence plus grande, leur apparition brutale et le dessin de leur hydrogramme. C'est que la chute d'une averse n'entraine pas la disparition des oscillations de la température : l'écoulement des eux pluviales s'ajoute au débit initial dû à la fusion. Au lieu d'une pulsation régulière, les variations de débit dessinent des courbes complexes qu'il n'est pas toujours facile de déchiffrer.

D'autre part, les problèmes spécifiques des crues pluviales se posent différemment pour les cours d'eau glaciaires. En effet toute rivière ne reçoit pas la totalité de l'eau précipitée par une averse : une partie plus ou moins forte est, soit perdue pour l'écoulement, soit soumise à un écoulement différé : ainsi l'eau qui ruisselle en surface est sujette à l'évaporation et donc amputée; ou bien elle est retenue par la couverture végétale et retourne ensuite dans l'atmosphère par évapotraspiration; enfin elle peut être absorbée par l'infiltration dans le sol et ne rejoindre le thalweg qu'avec retard.

Dans un bassin glaciaire tout concourt à réduire au maximum le total des pertes, dans la partie du bassin soumise à l'écoulement liquide. La végétation n'occupe qu'une place très limitée, dans les zones basses des bassins. Les basses températures diminuent l'évaporation et rendent le sol imperméable lorsqu'il est soumis au gel ou recouvert de glace. Dans la presque totalité du bassin le sol est perpétuellement saturé soit par la neige, soit par l'eau de fonte. Enfin la pente très forte facilite l'évacuation des averses et accèlère le drainage. On doit s'attendre à trouver des quotients d'écoulement particulièrement forts. Par contre dans la zone d'accumulation, où les averses se font à l'état solide, la rétention est telle que l'écoulement peut être pratiquement stoppé.

Nous observerons d'abord comment durant l'année les cours d'eau glaciaires réagissent aux averses, puis après un rapide examen du dessin des hydrogrammes, nous tenterons de dissocier ce qui revient à l'écoulement pluvial de ce qui revient à la fusion. Nous pourrons alors mesurer quantitativement le volume des crues et le comparer au volume des averses.

1°/ Averses et crues pluviales des cours d'eau glaciaires au cours de l'année

L'influence de la température jette le trouble dans les rapports des averses et des crues. La rétention nivale dûe au refroidissement en altitude est si efficace que l'écoulement des averses subit de profondes modifications selon le déroulement des saisons, que nous allons suivre dans la haute vallée de l'Arve.

Au printemps (mars-avril-mai), sur 24 averses journalières de plus de 30 mm. tombées au Tour de 1954 à 1966, 16 ont eu lieu sous forme neigeuse, soit 10 sur 13 en mars, 3 sur 3 en avril et 3 sur 8 en mai. A Vallorcine, plus bas en altitude, la proportion baisse légèrement et est de 12 sur 22.

Lorsqu'une averse tombe à l'état neigeux, le débit ne subit aucune modification. L'Arveyron de la Mer de Glace n'a pas varié d'1 cm de hauteur lors de l'averse de 80 mm du 28 mars 1966. Le 6 avril 1962, 62 mm sont tombés au Tour et le débit a même baissé dans toutes les stations, la température ayant baissé. Il en a été de même pour les 75 mm. tombés les 5 et 6 mai 1965.

Lorsqu'une averse tombe à l'état liquide au début du printemps, elle s'accompagne souvent d'une légère montée du débit si la température s'est adoucie. Le 20 mars m964, les 30 mm tombés au Tour font passer le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace de 0.90 à 1.32 m3/s, celui de l'Arve-Joux de 0.70 à 1.43 m3/s.

Mais à mesure que la saison est plus tardive, l'arrivée d'une dépression refroidit plus qu'elle ne réchauffe. Du 14 mai au 18 mai 1955, il tombe 100 mm en 5 jours, mais la température tiédie le 17 et le 18 baisse à nouveau. Le débit se maintient mal à 4 m3/s alors qu'il atteignait 5 m3/s avant l'épisode pluvieux.

En été, (juin-juillet-août) les pluies tombent toutes à l'état liquide dans les stations des vallées et provoquent des crues. Mais la puissance de la crue n'est pas seulement en relation avec celle de l'averse, la température agit. Les deux plus grosses crues observées coincident bien avec de très fortes averses : celle du 4 août 1966 suit une averse de 103 mm en 3 jours et celle du 22 septembre 1968 suit une averse de 103 mm en 2 jours à Chamonix et de 151 mm

à Vallorcine; mais celle du 23 juillet 1964 ne correspond qu'à une averse très moyenne de 30 mm en 2 jours; et à l'inverse les 88 mm tombés les 26 et 27 août 1956 n'ont donné lieu qu'à une faible crue.

En automne (septembre-octobre-novembre) il est tombé 21 grosses averses au Tour de 1954 à 1966; 9 étaient des chutes de neige soit 1 en septembre, 2 en octobre et 6 en novembre. Elles coincident souvent avec une forte baisse du débit par le refroidissement qu'elles apportent. Une forte averse de la période, à l'etat liquide au Tour, 74 mm. le 8 novembre 1962, n'a apporté qu'un gonflement du débit de 1.41 à 4.49 m3/s sur l'Arve-Joux, de 1.29 à 3.66 sur l'Arveyron de la Mer de Glace et de 0.85 à 1.73 sur celui d'Argentière. Le refroidissement est donc souvent plus déterminant que l'averse qui en a été la cause et on observe ainsi une sorte d'auto-régulation des crues.

En hiver (décembre-janvier-février) les averses ont presque toujours lieu sous forme solide dans la vallée et passent inaperçues dans les débits. Du 24 au 30 décembre 1959 il est tombé au Tour 255 mm sous forme de neige et le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace est resté parfaitement constant à 0.70 m3/s, alors que l'Arve à Genève passait de 58 à 300 m3/s, le Fier à Vallières de 66 à 300 m3/s, et l'Ain à Cize-Bolozon de 44 à 530 m3/s. Toutefois les précipitations d'hiver s'accompagnent souvent d'un adoucissement de la température et si celle-ci monte au-dessus de 0°, on peut noter une légère intumescence de l'hydrogramme. Les 204 mm tombés du 12 au 14 janvier 1955 avec des températures comprises entre 0° et 3° au Tour, ont fait monter les débits de l'Arveyron de la Mer de Glace de 0.70 à 3.15 m3/s, et ceux d'Argentière de 0.78 à 1.95 m3/s. Le contraste est saisissant entre la pauvreté des crues hivernales des rivières glaciaires et la puissance imposante de la plupart des rivières françaises océaniques.

Température et précipitations ont donc un rôle intimement lié dans la détermination des crues d'origine pluviale.

2°/ Dessin des hydrogrammes des crues pluviales

La collection des hydrogrammes des rivières glaciaires, mises à notre disposition par les services d'Electricité de France, de Grande Dixence et par l'Office fédéral de l'économie hydraulique à Berne, offre maints exemples de crues pluviales, dont le dessin est révélateur des conditions d'écoulement de ces crues. La superposition d'une crue pluviale d'allure plus ou moins classique à une onde de pulsation donne de curieuses silhouettes.

On comprend mieux l'allure de la crue pluviale si l'on dessine par un pointillé la sinuosité qu'aurait présentée la courbe si la pluie n'avait pas eu lieu. L'étude des pulsations journalières par temps sec nous permet de dessiner sans trop d'hésitation cette courbe théorique : on détermine les maxima et les minima en suivant fidèlement ceux de la température. La marge d'erreur ne peut être forte.

Une averse très brève et très localisée, le 21 juillet 1964, de 6.6 mm à Chamonix et de 0.3 mm au Tour a donné une crue de 4 heures environ à Argentière alors que rien n'est visible dans le débit de l'Arveyron de la Mer de Glace (fig.n°72).

Une grosse averse de 43 mm le lendemain s'écoule alors que les pulsations journalières du débit sont très fortes (fig.n°72).

L'averse du 14 août 1959, de 19 mm au Tour s'écoule en masquant presque complètement le creux de la nuit du 14 au 15 puis s'écoule lentement. (fig.n°73).

L'averse du 18-19 juin 1963, de 30 mm se produit en période de réchauffement de la température. Les gradins journaliers sont amplifiés par l'écoulement de la crue. (fig.n°74).

L'averse du 16 juillet 1958 se produit au contraire en période de refroidissement. (fig.n°75).

La figure n°76 montre la superposition de deux averses successives; la première n'a pas eu le temps de s'écouler lorsque la seconde survient; la restitution du débit de fusion s'avère ici plus incertaine.

Enfin la figure n°77 donne deux images très différentes de crues sur les deux Arveyrons. L'averse du 16-17 septembre 1964 est la plus courte et la plus violente de la période observée, 34 mm en trois heures, soit 11.4 mm la première heure, 14.5 la deuxième, et 6.8 mm la troisième heure. Il tombe 38 mm à Vallorcine et 40 mm aux Contamines. La différence de silhouette de ces deux crues exprime bien la topographie des deux bassins. Le glacier d'Argentière remplit une seule vallée simple : l'écoulement brutal de ce flot unique produit une pointe courte mais extrêmement forte qui atteint 680 l/s/km2. La Mer de Glace est un appareil complexe, formé de trois vallées ; l'évacuation de l'averse s'y fait moins rapidement; les ondes de crue ne concordent pas et les trois flots se succèdent, dessinant un palier de hautes eaux pendant près de 20 heures sans dépasser 450 l/s/km2.

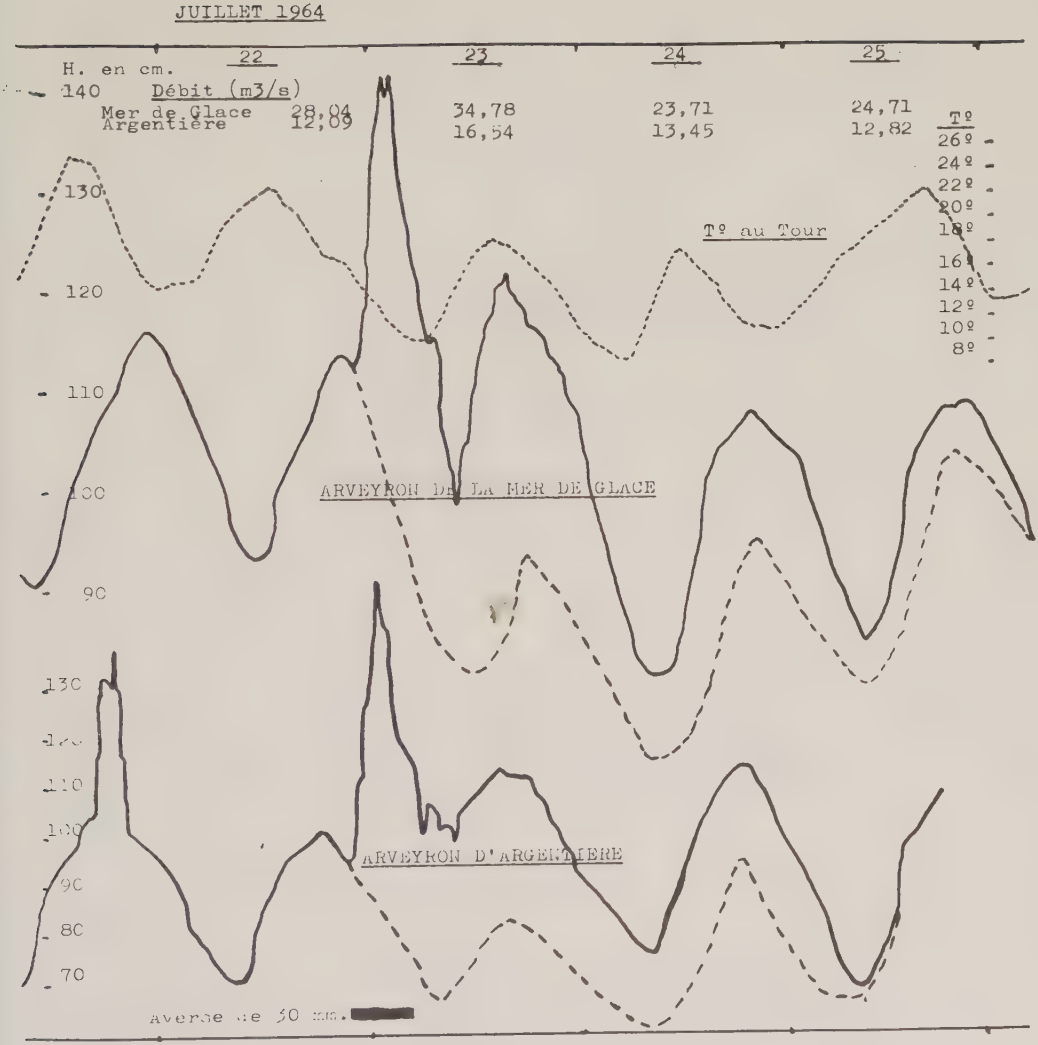


FIG. 72 : La crue des 22-23 juillet 1964.

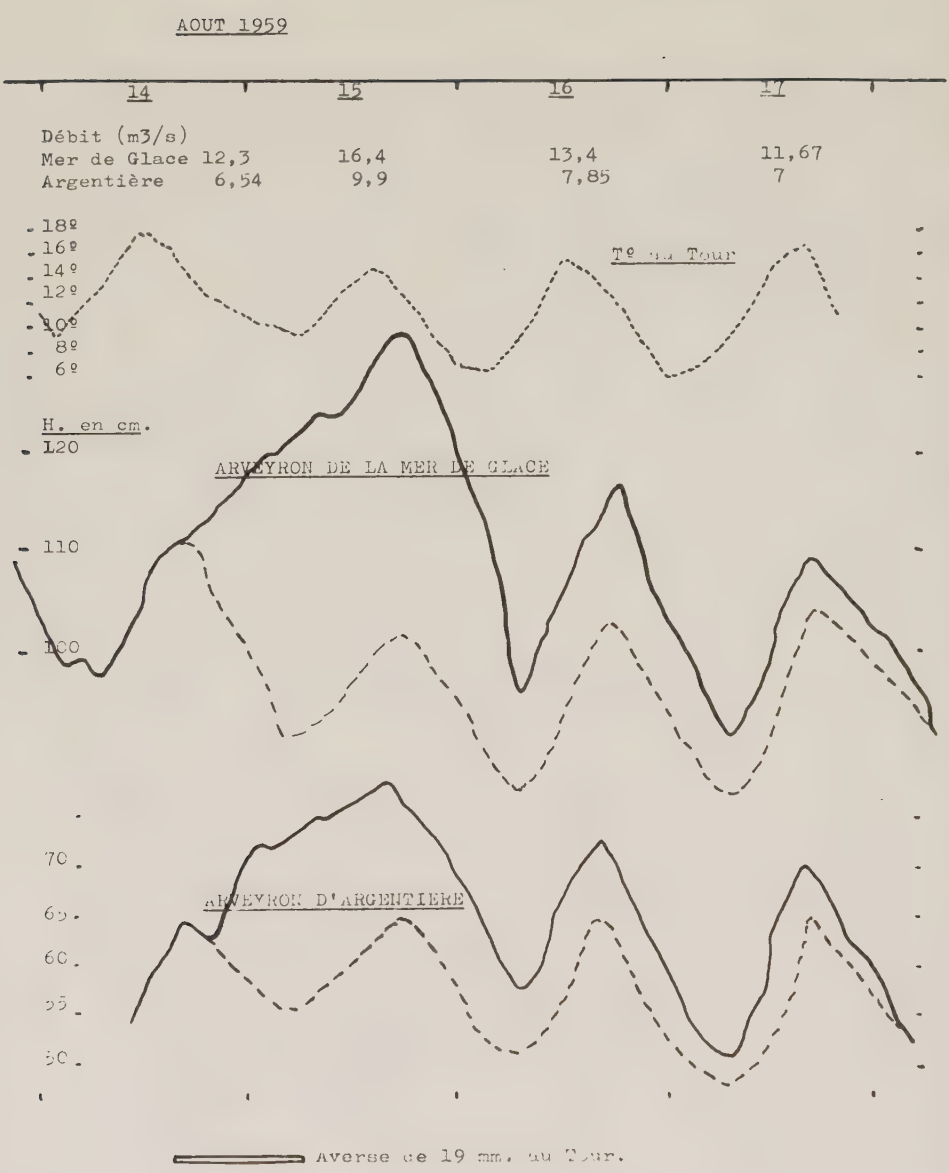


FIG. Nº 73. La crue du 16 août 1959.

JUIN 1963.

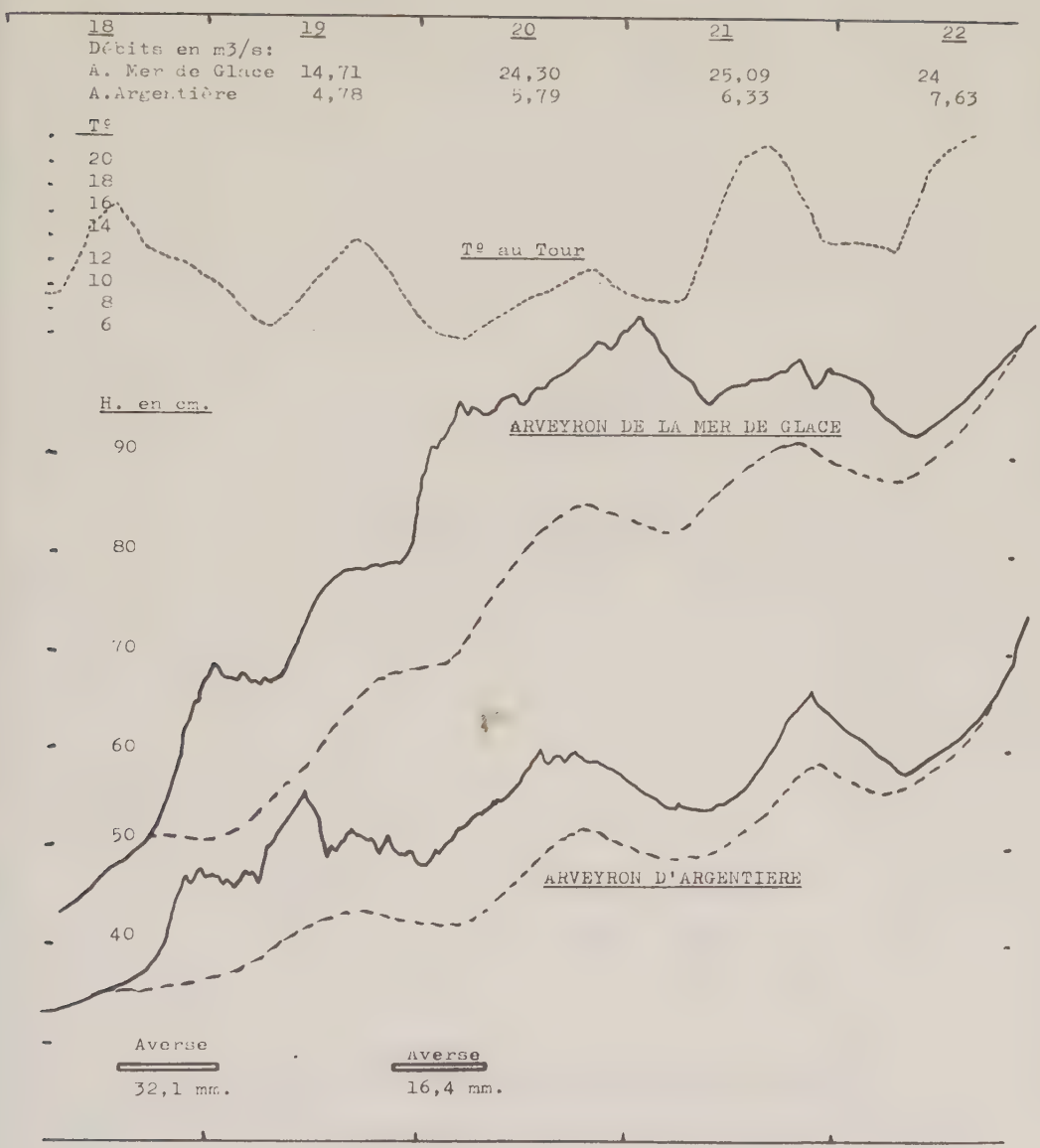


FIG. Nº74. Crue des 19-21 juin 1963.

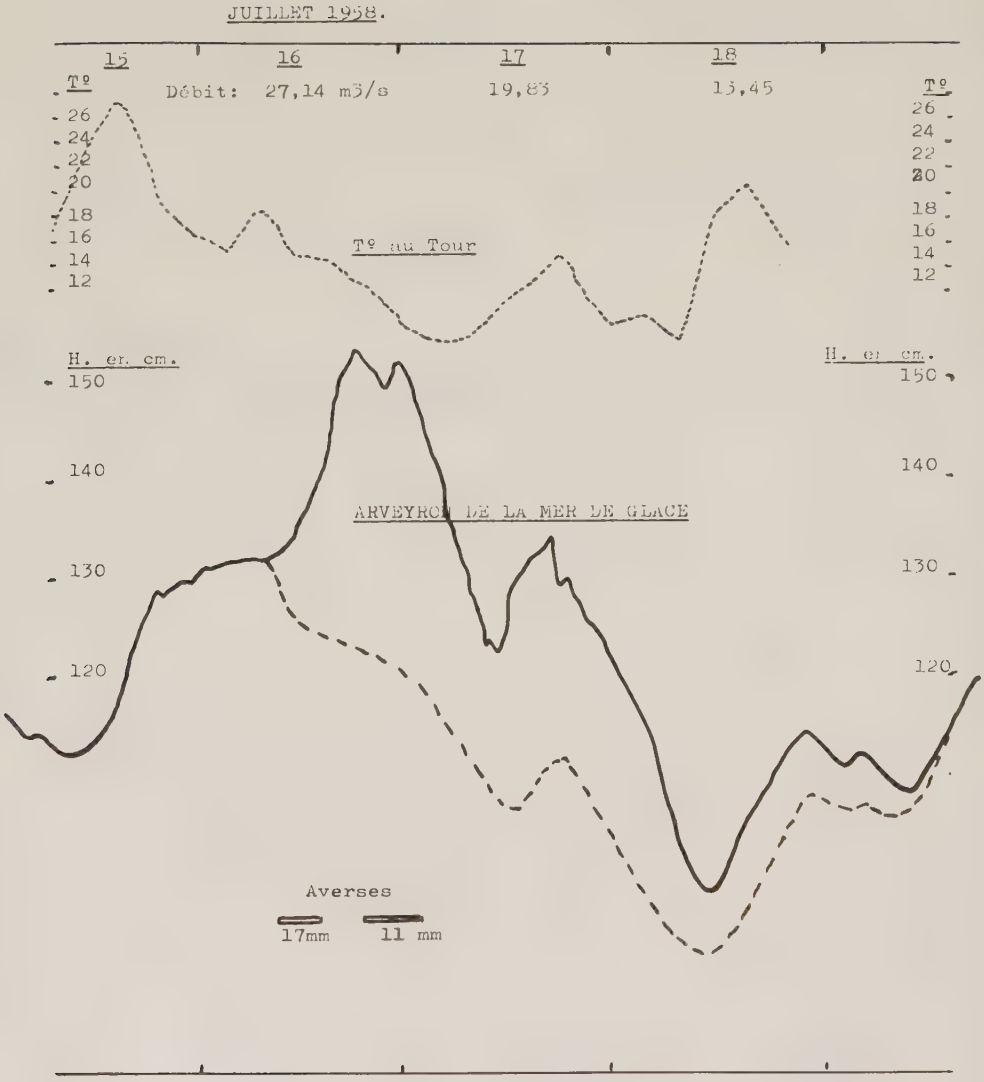


FIG. N°75. Crue du 16 juillet 1958.

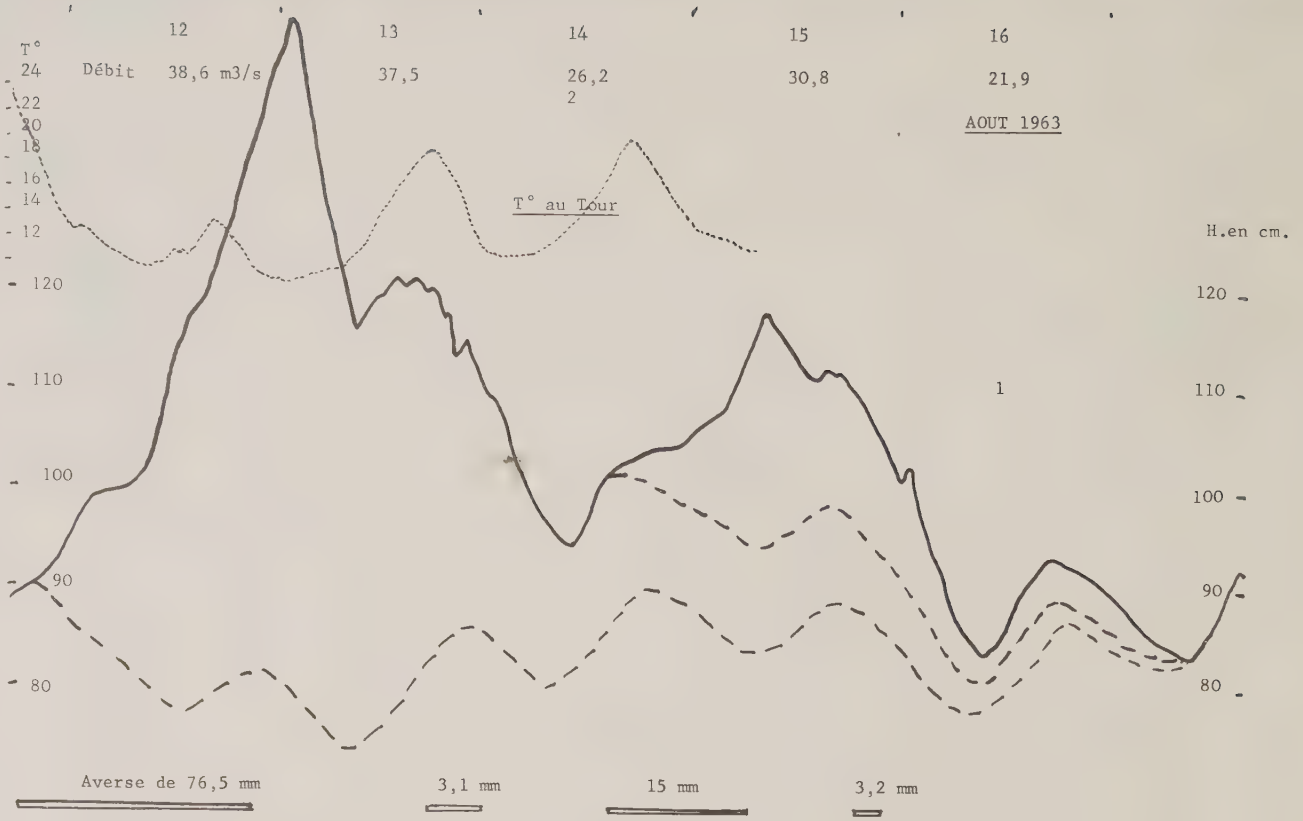


Fig. N° 76. La crue du 13 août 1963 sur l'Arveyron de la Mer de Glace.

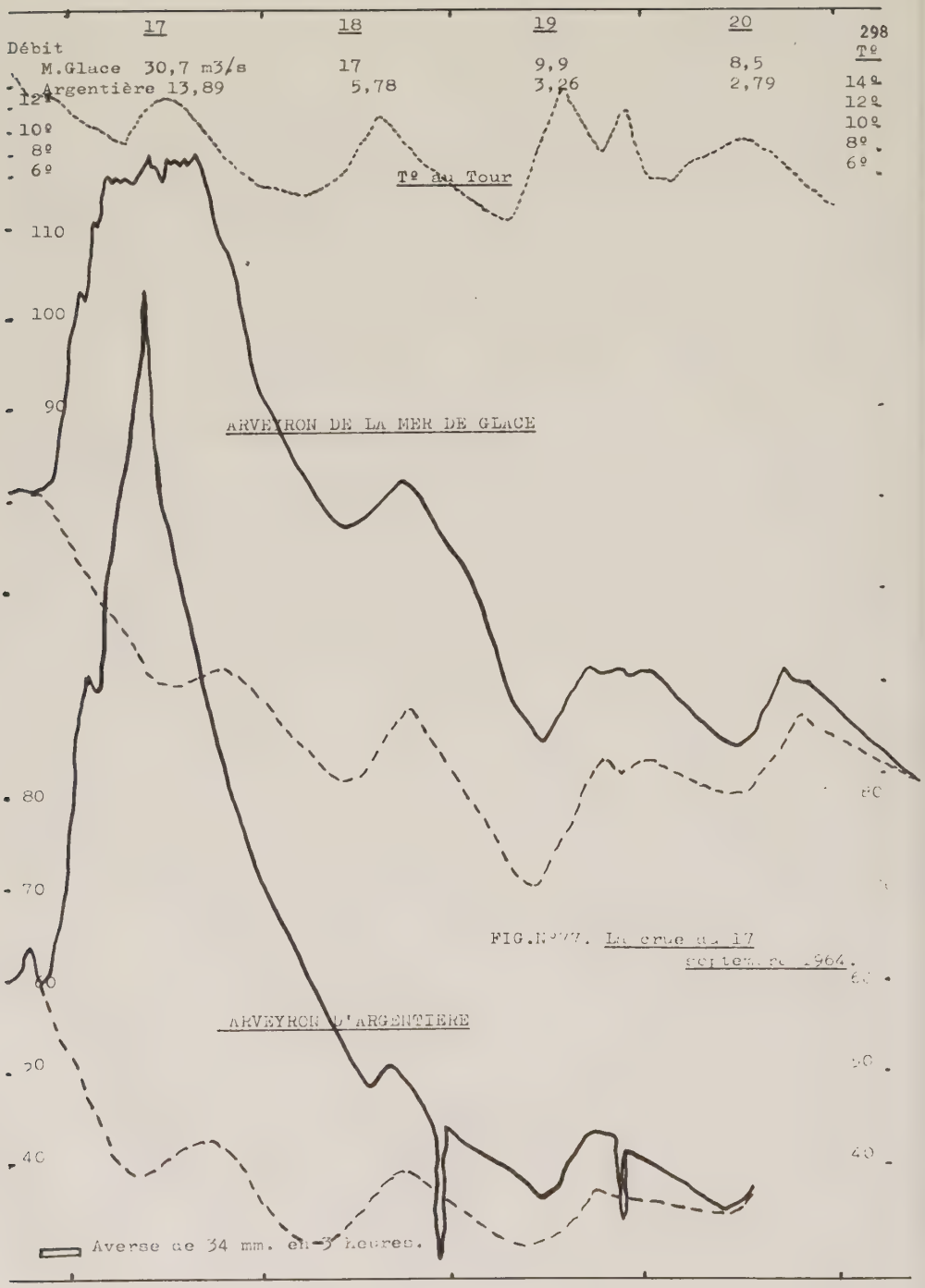


FIG.N°77. La crue du 17 septembre 1964.

3°/ Analyse quantitative des crues pluviales

La bonne qualité de nombreux hydrogrammes de ces crues permet d'effectuer l'analyse et de mesurer quelle part revient à l'écoulement pluvial. Mais là aussi on est tenu par les conditions originales des rivières glaciaires, de trouver une méthode qui leur soit propre.

On dessine la courbe qu'auraient présentée les pulsations du débit s'il n'avait pas plu: pour vérifier si cette ligne de séparation,tracée entre le flot de la fusion et celui de l'écoulement pluvial, n'est pas trop fantaisiste, on peut reconstituer avec la méthode employée précédemment le débit dû à la fusion nivale et à la fusion glaciaire. La sécurité est donc assez bonne. On planimètre ensuite le dessin de la crue pluviale, ce qui donne le volume de la crue.

On calcule d'autre part le volume de l'averse tombée dans la partie du bassin soumise à l'écoulement liquide, en prenant pour chaque tranche d'altitude la part des précipitations calculée à l'aide du gradient.

Nous donnerons pour la prémière crue étudiée le détail des calculs nécessaires et des questions qui seposent à leur sujet; pour les crues suivantes on se bornera à ne donner que les résultats.

La crue du 15 août 1959

Prenons comme premier exemple une crue simple, celle du 15 août 1959, sur l'Arveyron de la Mer de Glace (fig.n°73).

Par régime de S.W., avec un anticyclone centré sur le Sahara et une dépression sur l'Ecosse, le front froid se trouve exaxtement sur les Alpes en fin de journée le 14. Il pleut depuis 19 h.30, jusqu'au lendemain 15, à 8 h. Il tombe 19 mm. au Tour. La baisse régulière des minima de températures et la baisse puis la remontée des maxima, permet de dessiner approximativement la courbe probable des pulsations journalières, s'il n'avait pas plu.

En reportant ce dessin sur du papier millimétré, il est possible de planimétrer la surface dessinée par la crue pluviale. L'échelle de l'hydrogramme de cette rivière donne la correspondance suivante : en abscisse, on trouve la relation du temps, soi 1 mm = 2055 secondes. En ordonnée, se trouvent les débits : sur le limnigraphe Bär, la réduction est de 1/5, c'est-à-dire que 2 cm sur le papier millimétré correspondent à 10 cm de hauteur d'eau. En cette année 1959, la courbe de tarage donne pour les hauteurs où se tient la courbe, l'échelle 1 mm = 0.114 m3/s. Un carré d'1mm de côté représente donc 234 m3 d'eau. La crue recouvrant sur le papier 4630 carrés le volume écoulé est de 1.083.420 m3.

Pour vérifier ce volume, on peut reconstituer le débit qui reste et qui est dû à la fusion, comme nous l'avons fait pour les crues de fusion. Ces 1.083.420 m3 écoulés en 4 jours donneraient un débit moyende 3.13 m3/s. Le débit moyen total mesuré est de 13.4 m3/s; il faut retrouver un débit de fusion de 10.27 m3/s pour justifier la ligne de séparation entre les deux flots. L'évaporation joue plutôt sur l'averse ruisselante et ne peut être comptée deux fois.

L'été 1959 est chaud et ensoleillé et on peut adopter pour les coefficients d'ablation de la neige et de la glace les valeurs journalières de 6 et 7.5 par degré de température. La température moyenne au Tour est de 12°6 pour ces 4 jours. Avec quelques chances de bonne approximation, le gradient de température est de 0°69 vers 2000 m puis il diminue pour atteindre 0°55 vers 3000 m. ce qui donne 5°4 à 2500 m. et 2°5 à 3000 m. et 0° vers 3260 m. Nous avons le calcul suivant :

Volume de neige fondue (en m3 d'eau de fusion)

Altitude	K	T°	Surf.B.V. km2:	Volume d'eau (K x T x S)
3000-3130	6	105	6.57	58.202

Volume de glace fondue

Altitude	K'	T°	Surf.glacier	Volume d'eau (K' x T x S')
1500-1600	7.5	11°5	0.07	6.037
1600-1700	-	10°8	0.18	14.580
1700-1800	-	10°1	0.34	25.755
1800-1900	-	9°4	0.53	37.365
1900-2000	-	8°8	0.71	46.800
2000-2100	-	8°1	0.91	55.282
2100-2200	-	7°4	1.81	100.455
2200-2300	-	6°8	1.65	84.150
2300-2400	-	6°2	0.78	36.270
2400-2500	-	5°6	0.90	37.800
2500-2600	-	5°	0.77	28.875
2600-2700	-	4°4	2.17	72.210
2700-2800	-	3°9	2.77	81.022
2800-2900	-	3°3	2.85	70.537
2900-3000	-	2°8	3.46	72.660
			Total	769.798 m3

Le volume total de neige et de glace est de 58.202 + 769.798 soit 829.000 m3 chaque jour. Ce volume donne un débit de 9.59 m3/s. l'erreur est de 6 % par défaut, l'approximation est donc bonne.

On peut dire d'une façon plausible, que sur un écoulement total en 4 jours de 1.837.000 m3. , 1083.000 m3 reviennent à l'écoulement de la pluie, 60.000 m3 à la fusion de la neige et 770.000 m3 à la fusion de la glace ,soit:

Crue du 14 au 17 août 1959

Ecoulement de la pluie : 60 %
Fusion de la neige : 3 %
Fusion de la glace : 37 %

Est-il possible maintenant de calculer le volume de l'averse ?

Dans ce calcul, nous nous heurtons à deux points délicats. Le premier concerne le gradient des précipitations pour une averse isolée. Nous avons vu qu'en observant les moyennes des longues périodes, un gradient de 1/25, soit une augmentation pour 100 m. d'1/25 de la précipitation tombée à la station, est acceptable pour le versant de la Mer de Glace. Cette valeur est-elle bonne pour une averse isolée : l'occasion est donnée ici de préciser une réponse à cette question.

Il est tombé 19 mm au Tour (1460 m.); il serait donc tombé 19 + (19 x 0.04) 100 m. plus haut, soit 1.5 mm de plus par tranche de 200 m.

La deuxième difficulté réside dans le mécanisme de l'écoulement de la pluie dans le manteau neigeux. Au delà de 3000 m. la neige recouvre le sol. Au dessus de 3260 m. la pluie est tombée sous forme de neige. Il parait sage de prendre une solution intermédiaire pour déterminer la zone d'écoulement de l'averse ; on peut considérer que dans la première moitié de cette zone, l'eau de pluie s'écoule; la moitié supérieure forme éponge et retient l'eau de pluie: on calculera le volume de la pluie jusqu'à 3160 m. Le calcul est le suivant :

Volume de l'averse :

Altitude	: Pluie tombée mm:	Surface B.V. km2 :	Volume (P x S) m3
1060-1200	16.8	1.13	18.984
1200-1400	18	0.85	15.300
1400-1600	19.5	1.03	20.085
1600-1800	21	1.57	32.970
1800-2000	22.5	2.88	64.800
2000-2200	24	9.97	239.280
2200-2400	25.5	7.56	192.780
2400-2600	27	6.54	176.580
2600-2800	28.5	5.3	151.050
2800-3000	30	8.77	263.100
3000-3130	31	6.57	203.670
		Total :	1.378.599 m3

Sur un volume de l'averse de 1.378.000 m3, il s'en est écoulé à la station 1.083.000 m3; le quotient d'écoulement de l'averse est de 78 %, qui parait un chiffre acceptable.

Un calcul analogue a été fait pour l'Arveyron d'Argentière. Le planimétrage de la crue donne un total de 463.875 m3 d'eau. En prenant le même gradient des précipitations et les surfaces appropriées, le volume d'eau de pluie tombée serait de 605.000 m3 et le quotient d'écoulement de 76 %. Le résultat est du même ordre.

Ces premiers résultats sont suffisamment acceptables pour que nous nous sentions autorisé à poursuivre. Mais il faut bien souligner que ces calculs ne sont donnés que comme des approximations qui restent dans le domaine du possible et, peut-on ajouter, du raisonnable. Nous allons dans les pages suivantes faire l'analyse d'un certain nombre de crues pluviales pendant d'autres époques de l'année, et lors d'autres années, mais en abrégeant les calculs.

La crue du 23 au 25 juillet 1964 (fig.n°72)

Temps : Régime de S.W. Hautes pressions sur le Sahara. Dépression au sud du Groenland. Orages sur les Alpes.

Précipitations en mm.	le 22	23	24
Le Tour	0.3	28	1.6
Chamonix	1.9	11.8	5.3
les Houches	0.6	30.2	-
Vallorcine	1.5	25.5	

Température au Tour (1460 m.)				
minima	14°5	10°	8°5	moyenne 13°9
maxima	22°8	18°	20°5	

Gradient des précipitations : 2.4 mm par 200 m.

Limite du manteau neigeux : 3200 m. Isotherme 0° : 3600 m.

Débit moyen de l'Arveyron de la Mer de Glace: 27.7 m3/s
l'Arveyron d'Argentière : 13.7 m3/s

La planimètrie de la crue, sur l'Arveyron de la Mer de Glace, donne un volume de 2.170.383 m3. Cette quantité correspond à un débit de 8.3 m3/s pendant les trois jours de la crue. Il reste donc pour la fusion un débit de 19.4 m3/s. Le calcul conduit comme précédemment donne un débit de 19 m3/s. L'approximation excellente est de 2 % et justifie le tracé établi entre les deux flots.

Le volume de l'averse, écoulée depuis 3400 m. est de 2.926.940 m3.
Le quotient d'écoulement est alors de 74 %.

L'Arveyron d'Argentière, pendant cette même crue, a écoulé 982.800 m3 sur une averse de 1.236.000 m3, soit un quotient d'écoulement de 79 %.

Crue du 2o mai 1964 (fig.n°78)

Temps : Régime d'W. au niveau standard de 500 mb, avec un front chaud sur les Alpes, des vents du N.W. et des pluies sur les versants alpins W et N.W. L'averse dure du 19 mai à 4 h. jusqu'au 20 à 18 h.

Précipitations en mm.

	19	20	21
Le Tour	2.9	20.8	4.4
Chamonix	8	16	2.6
Vallorcine	6.2	15.5	3
Températures au Tour			
minima	11°2	7°5	2°
maxima	14°5	9°	13°2

Gradient des précipitations : 2.2 mm par 200 m.

Limite du manteau neigeux : 2500 m. Isotherme 0° : 2700 m.

Ecoulement de la crue de l'Arveyron de la Mer de Glace : en m3

Pour les hauteurs suivantes, la courbe de tarage donne :

de 40 à 50 cm : 205.436
de 50 à 60 cm : 612.704
de 60 à 70 cm : 138.204

Total : 956.344 m3

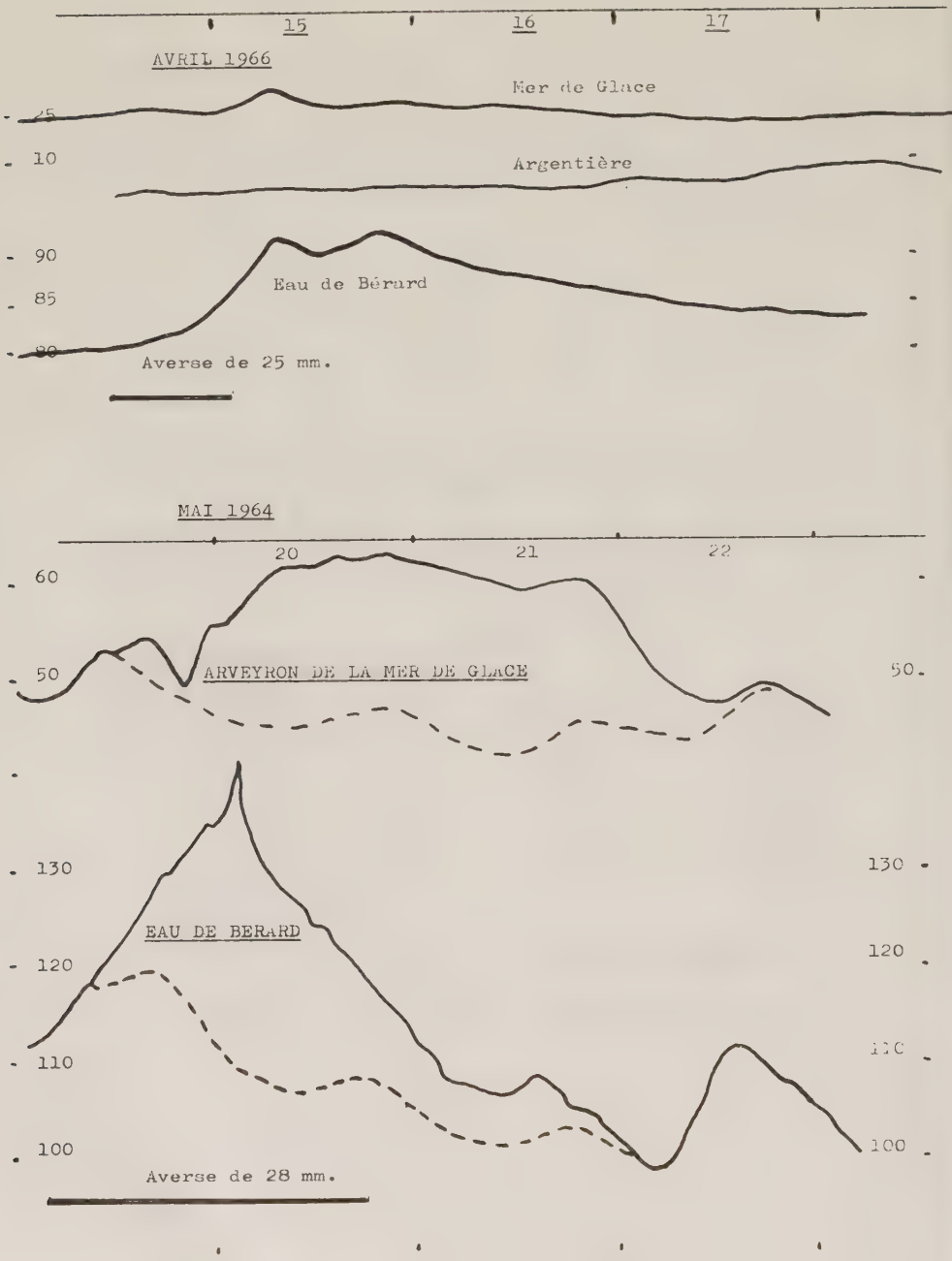
Averse :

Altitude	P en mm	S en km2	Volume en m3 (P x S)
1060-1200	24.4	1.13	27.572
1200-1400	26.4	0.85	22.440
1400-1600	28.6	1.03	29.458
1600-1800	30.8	1.57	48.356
1800-2000	33	2.88	95.040
2000-2200	35.2	9.97	350.944
2200-2400	37.4	7.56	282.744
2400-2600	39.6	6.54	258.984
2600-2700	40.7	2.65	107.775
		Total :	1.223.213 m3

Le quotient d'écoulement est de 78 %. L'écoulement pluvial entre pour 38 % dans le débit de ces 3 jours.

L'hydrogramme de l'Arveyrin d'Argentière n'est pas suffisamment lisible, et on ne peut planimétrer la crue.

FIG. Nº 78. Crues de printemps.



Crue du 17 septembre 1964 (fig.n°77)

Temps : Régime du S.W. Les hautes pressions sont centrées sur l'Afrique du Nord. Une dépression très creuse, résidu du cyclone Ethel, est centrée sur l'Islande et la mer du Nord. Vents du S.W. devenant N.W. en fraichissant. Le front chaud est situé sur les Alpes.

Averse très courte et violente.34 mm en 3 heures au Tour, 38 mm à Vallorcine et 40 mm aux Contamines. On prend comme gradient des précipitations 2.75 mm par 200 m.

Température au Tour (1460 m.)

	le 16	17	18	19
minima	11°5	8°5	4°2	2°2
maxima	15°5	13°5	11°8	10°8

Limite du manteau neogeux : 3400 m en fin d'un été chaud et sec.
L'isotherme 0° se trouve à 3600 m. la nuit de l'averse.

Planimétrie de la crue : 3.225.536 m3 à l'Arveyron de la Mer de Glace

Précipitations et volume de l'averse

1060-1200	30.2 mm	1.13 km2	34.120 m3
1200-1400	32.7	0.85	27.795
1400-1600	35.4	1.03	36.462
1600-1800	38.2	1.57	59.974
1800-2000	40.9	2.88	117.792
2000-2200	43.7	9.97	435.689
2200-2400	46.4	7.56	350.784
2400-2600	49.2	6.54	321.708
2600-2800	51.9	5.3	275.070
2800-3000	54.7	8.77	479.719
3000-3200	57.4	10.11	580.314
3200-3400	60.2	11.9	716.380
3400-3600	63.9	6	377.400
		Total :	3.813.207 m3

Le quotient d'écoulement est de 84 % et la part de la crue pluviale dans le débit est de 64 %.

Arveyron d'Argentière

Les calculs analogues donnent un volume de pluie tombée de 1.570.800 m3 et un volume de crue écoulée de 1.341.685 m3. Le quotient d'écoulement est de 85 % et la part de la crue pluviale de 69 %, dans le débit de ces trois jours.

Crue du 19 au 22 juin 1963 (fig.n°74)

Temps : Régime d'W;, avec dépression centrée sur l'Islande et de hautes pressions sur les Açores et la Sahara. Orages sur les Alpes.

Précipitations (en mm)

	19	20	21	22
Le Tour	32.1	16.4	2,2	-
Chamonix	21.2	7.2	0.4	-
Vallorcine	31.5	11	0.8	-

Températures au Tour

Minima	6°5	5°	8°5	12°
Maxima	14°5	12°	22°	23°

Gradient des précipitations : 4 mm par 200 m.

Limite du manteau neigeux à 2500 m.

Arveyron de la Mer de Glace:

Volume de la crue : 1.573.743 m3

Volume de l'averse: 1.934.380 m3

Le quotient d'écoulement est de 81 %

Arveyron d'Argentière:

Les calculs pour cette rivière donnent un volume de l'averse de 463.210 M3 et un volume de crue écoulée de 331.262 m3.

Le coefficient d'écoulement est de 71 %.

Sur le débit total de ces 4 jours, la crue a représenté 4.5 m3/s sur 17.7 m3/s pour l'Arveyron de la Mer de Glace, soit 25 %.

Pour l'Arveyron d'Argentière, le débit moyen est de 4.91 m3/s et l'écoulement de la crue a donné 0.96 m3/s soit environ 20 %.

Crue du 16 au 18 juillet 1958 (fig.n°75)

Temps : Régime nord. Forte chaleur, et orages sur les Alpes provoquant un net refroidissement.

Précipitations: en mm	le 15	16	17	18
Le Tour	-	24.5	-	-
Chamonix	-	30.7	-	-
Vallorcine	-	44.1	-	-
Températures				
minima	15°	14°5	7°5	7°
maxima	27°	19°	15°	21°

Limite du manteau neigeux : 2800 m.
Isotherme 0° vers 4000 m. le 16 juillet
Gradient des précipitations : 2.4 mm par 200 m.

Volume de la crue de l'Arveyron de la Mer de Glace :

1.350.175 m3

Volume de l'averse: 2.118.572 m3

Le quotient d'écoulement est de 63 %. Et pendant les trois jours d'écoulement de la crue pluviale, sa part du débit total est d'environ 20 %, 5.2 m3/s sur 20.1 m3/s.

L'hydrogramme d'Argentière, interrompu, ne permet pas le calcul.

Crue du 24 au 26 septembre 1963 (fig.n° 79)

Temps Dépression sur le Groenland, anticyclone sur l'Afrique du Nord. Orages sur les Alpes.

Précipitations en mm	le 24	25	26
Le Tour	3.2	25.8	4.5
Chamonix	2.3	27	2.2
Vallorcine	5	22	2.5

Températures au Tour			
minima	10°5	7°5	0°
maxima	14°	8°5	9°

Gradient des précipitations : 2.7 mm par 200 m.

Limite du manteau neigeux : 2600 m.
Isotherme 0° à 2600 m.

Il faut noter ici la coincidence entre la limite du manteau neigeux et l'altitude de l'isotherme 0°, 2600 m. L'incertitude sur l'écoulement dans la neige est ici levée.

Arveyron de la Mer de Glace:
Volume de la crue : 1.195.845 m3
Volume de l'averse : 1.334.561 m3

Le quotient d'écoulement est de 89 % La part de la crue dans le débit de ces trois jours est de 40 %.

Arveyron d'Argentière

Volume de la crue : 259.865 m3
Volume de l'averse 319.916 m3

Le quotient d'écoulement est de 81 % et la part de la crue est de 73 %.

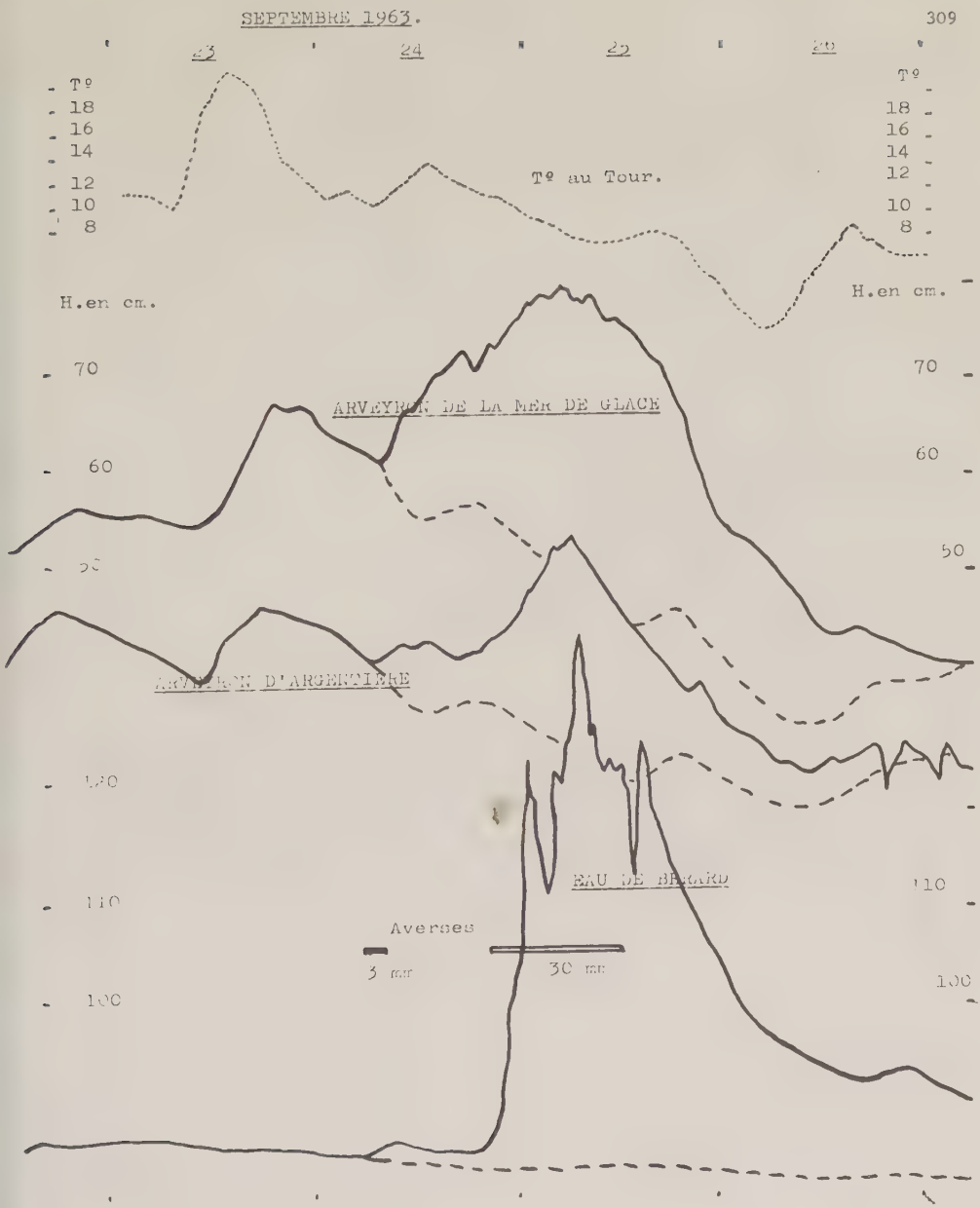


FIG. Nº 79. La crue du 22 septembre 1963.

Crue du 26 juillet 1965 (fig.n° 80 et 81)

Temps Régime du S.W. Les hautes pressions sur le Sahara. Une dépression centrée sur l'Islande. Le front chaud atteint les Alpes le 24.

Précipitations en mm.	23	24	25	26	27
Tour	6.3	13.2	56.6	16.3	0.9
Chamonix	4.2	17.5	48.8	12.3	4.2
Vallorcine	3.4	9.6	57.4	16	0.3

Températures au Tour :

minima	7°	10°	10°8	8°5	6°	moy.: 11°5
maxima	21°	19°	14°5	12°5	15°2	

Limite du manteau neigeux : 2800 m.
Isotherme 0° vers 3100 m.

Arveyron de la Mer de Glace :

Volume de la crue : 3.439.570 m3
Volume de l'averse 5.741.951 m3

Le quotient d'écoulement est de 60 %. La part de la crue pendant ces 6 jours est de 35 % du débit total.

Arveyron d'Argentière :

Si l'on prend les mêmes références pour cette rivière, on trouve un volume de précipitations de 2.525.000 m3 alors que le volume de la crue serait de 2.277.000 m3. Le quotient d'écoulement serait alors de 90 %, ce qui parait un peu fort; d'autant plus que le quotient de l'autre Arveyron est beaucoup plus raisonnable. On peut penser que l'averse a été plus forte sur le versant d'Argentière et peut-être moins forte sur celui de la Mer de Glace. Avec un gradient des précipitations de 1/16 au lieu de 1/25, on trouve pour l'Arveyron d'Argentière un volume de l'averse de 2.900.000 m3, ce qui ramène le quotient à 78 %, ce qui sembke préférable.

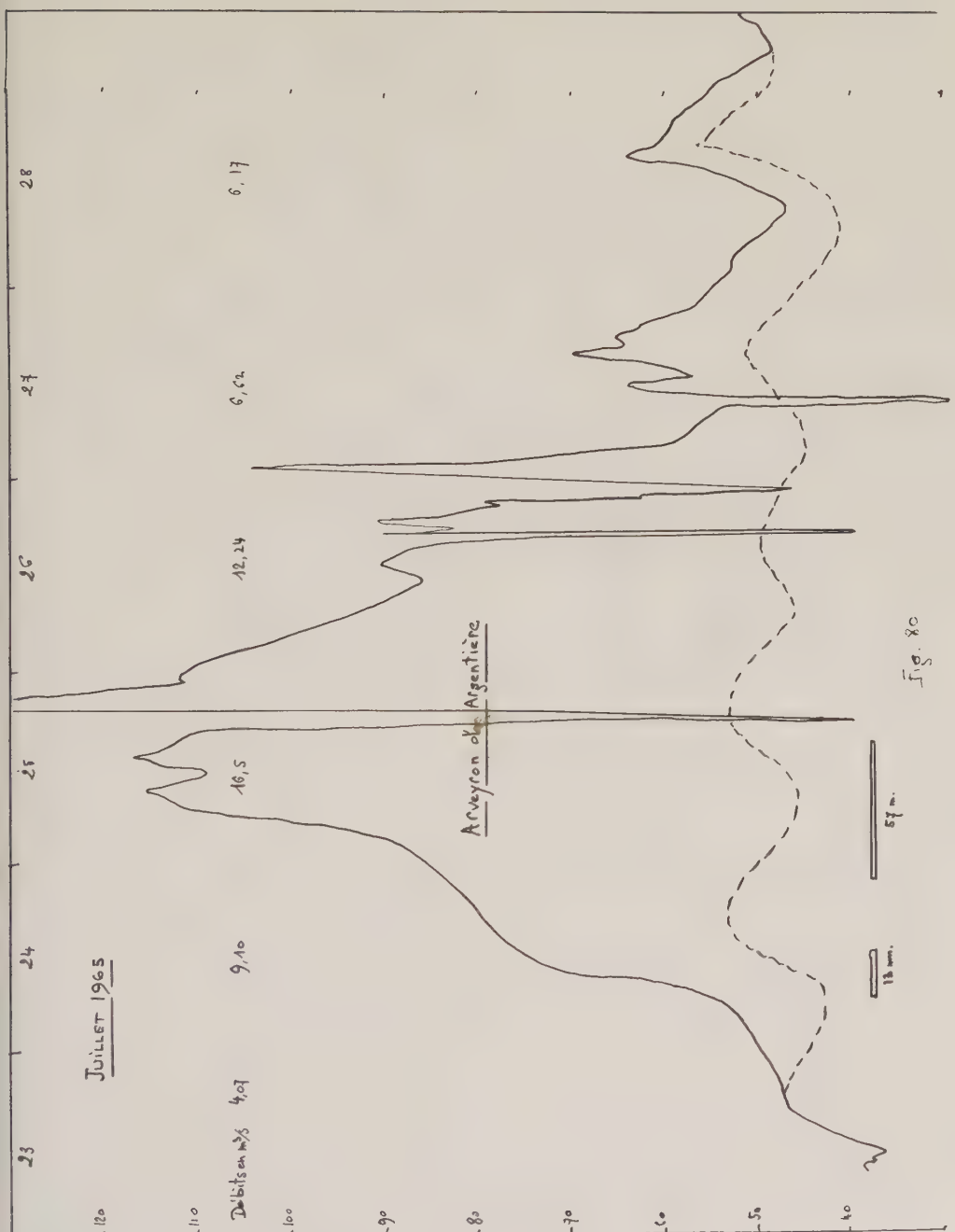

Juillet 1965
Débits en m³/s
23
24
25
26
27
28
120
110
100
90
80
70
60
50
40
4,07
9,10
16,5
12,24
6,62
6,17
Arveyron à Argentière
1 h m.
5 m.

Fig. 80

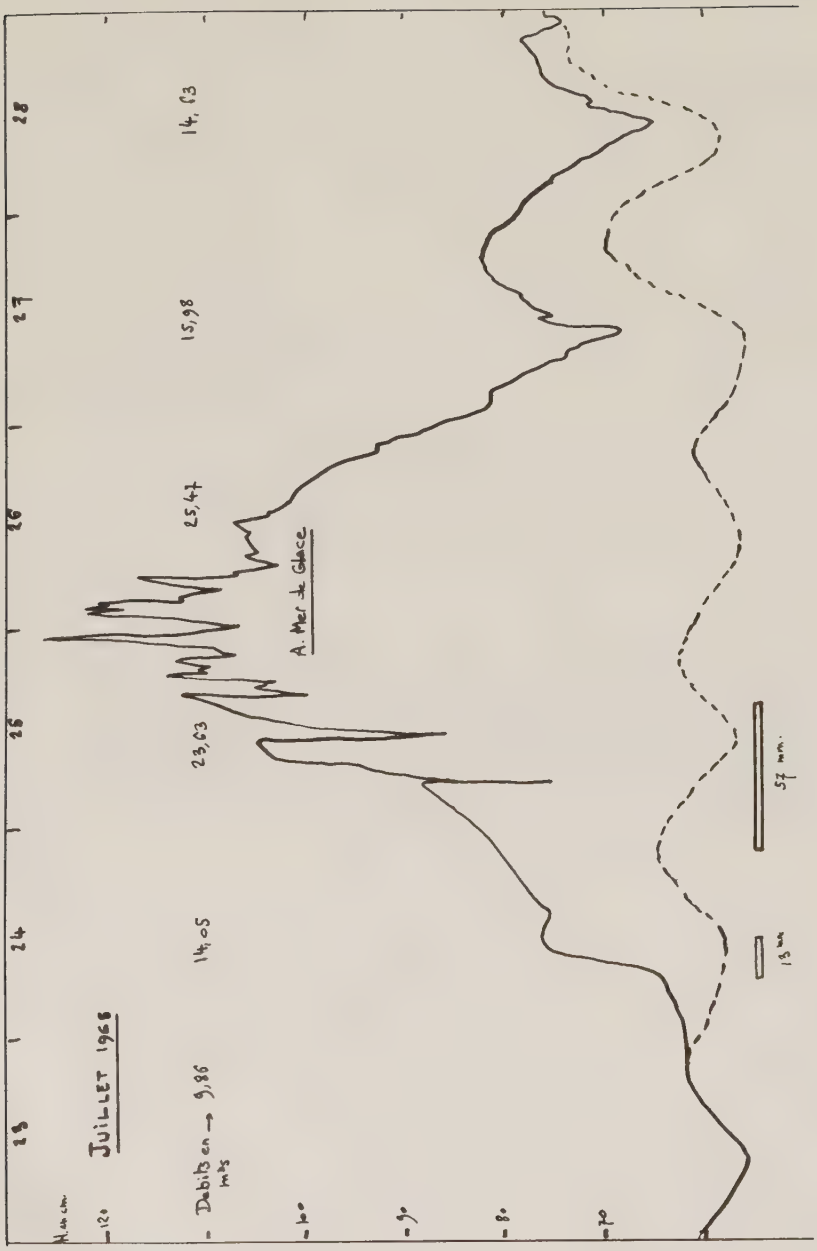

JUILLET 1968
Débits en m³/s
14,05
23,63
25,47
15,98
14,13
A. Mer de Glace
13 mm
57 mm

Fig 81

Crue du 11au 17 août 1963 (fig.n° 76)

Temps Régime de S.W. l'anticyclone est sur les Açores, et une dépression sur l'Ecosse; des orages éclatent sur les Alpes avec des vents chauds.

Précipitations : Deux averses se succèdent : l'écoulement de la première n'est pas terminé quand la deuxième survient.

	10	11	12	13	14	15	16
Le Tour	-	14.6	61.9	3.1	15	3.2	
Chamonix	-	8.8	64	3.5	17.8	8.2	
Vallorcine	-	11.6	81.4	4.2	19	4.5	

Températures au Tour

minima	4°	8°	11°	8°	11°	10°5	5°5
maxima	18°	23°	13°	19°	20°	14°	17°

Le manteau neigeux est à 2850 m. L'écoulement liquide peut se faire depuis 3200 m.

Gradient des précipitations : 6.4 mm par 200 m.

Volume des deux crues sur l'Arveyron de la Mer de Glace :

1ère crue : 3.923.000 m3
2ème crue : 1.091.000 m3

Volume des deux averses :

1ère averse : 6.096.000 m3
2ème averse : 1.409.000 m3

Quotient d'écoulement des deux averses :

1ère averse : 64 %
2ème averse : 77 %

La complexité de la crue rend plus incertains ces résultats.

Nous n'avons pas tenté de calculer le volume des plus fortes crues: la raison en est double. Pour la crue du 4 août 1966, la hauteur du niveau est telle que la courbe de tarage devient imprécise.

Quant à la crue du 22 septembre 1968, le flot a non seulement emporté plusieurs appareils de mesure, mais aussi la rivière a débordé de son lit, en amont des stations restées intactes. Les débits ne peuvent être que très approximatifs.

Crue du 9 et 10 février 1966

Il est intéressant d'observer une crue d'hiver, tout à fait exceptionnelle par sa date. Mais les hydrogrammes n'étant pas établis en hiver sur les deux Arveyrons, il est difficile de la reconstituer et d'en définir les éléments.

Cette crue de février est dûe à une énorme averse de 80 à 100 mm, tombée à l'état liquide au Tour, succédant à une chute de neige de 20 à 30 mm de valeur en eau. La tendance du temps est E.W. avec de hautes pressions sur le Sahara , une dépression principale en Ecosse et deux petites dépressions très creuses en Europe centrale. Les températures sont supérieures à la moyenne (maxima à Mégève :3°8 et 4°)

La crue a dû s'écouler depuis 1500 ou 1600 m. d'altitude. Elle a pu être formée, pour l'Arveyron de la Mer de Glace, par 15 à 18.000 m3 d'eau provenant de la fusion de la neige et 220 à 250.000 m3 provenant de l'averse.

L'Arveyron de la Mer de Glace monte de 0.47 à 2.50 m3/s. L'Arve au Pont de la Joux de 0.83 à 3.15 m3/s. Pendant ce temps le Chéran, affluent du Fier, dont le bassin s'étend sur les Préalpes et des zones de collines, avait une crue de 140 m3/s, soit 17 fois son module.

4°/ Les crues pluviales de l'Eau de Bérard, rivière nivo-glaciaire

Le dessin des hydrogrammes de l'Eau de Bérard, lors des crues pluviales révèle un comportement un peu différent de celui des rivières de la Haute Arve.

Le 15 avril 1966, une pluie de 38 mm, tombée à Vallorcine et de 25 mm au Tour, passe inaperçue dans le débit de l'Arveyron d'Argentière et ne produit qu'une légère intumescence dans celui de la Mer de Glace. L'Eau de Bérard dont le bassin a une altitude moyenne plus basse, réagit et son débit monte de 0.42 à 1.06 m3/s. Mais les pulsations journalières n'ont pas encore apparu dans aucun des trois cours d'eau. (fig.n°78)

La crue du 20 mai 1964, à peine visible sur l'hydrogramme d'Argentière est bien nette sur les deux autres. (fig.n°78). Le dessin de la crue de l'Eau de Bérard montre qu'elle est plus courte, avec une pointe aigüe et un temps de réponse plus bref. Le maximum a lieu le 20 à 1 h. alors que l'Arveyron de la Mer de Glace présente un plateau ce même jour, de 10 h. à 20 h.

La crue du 7-8 juin 1964 s'ajoute à un débit animé de fortes oscillations, après une pluie de 8 mm. (fig.n°82)

La crue du 22 juillet 1964 est plus rapide, plus courte et plus pointue. Elle commence dès 20 h. le 22, alors qu'elle ne débute qu'à 21.50 h. sur l'Arveyron d'Argentière et 22 h.30 sur celui de la Mer de Glace.

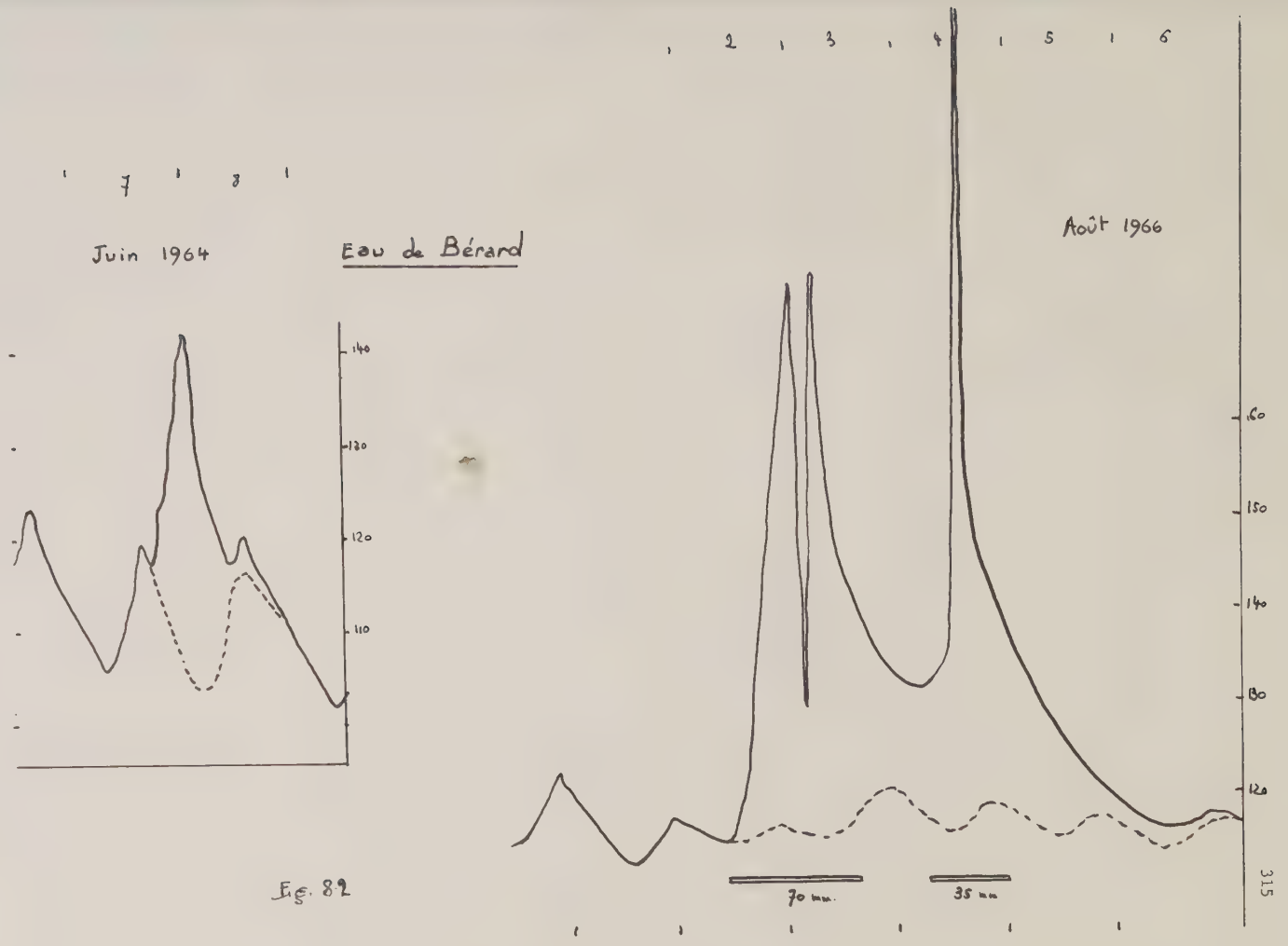
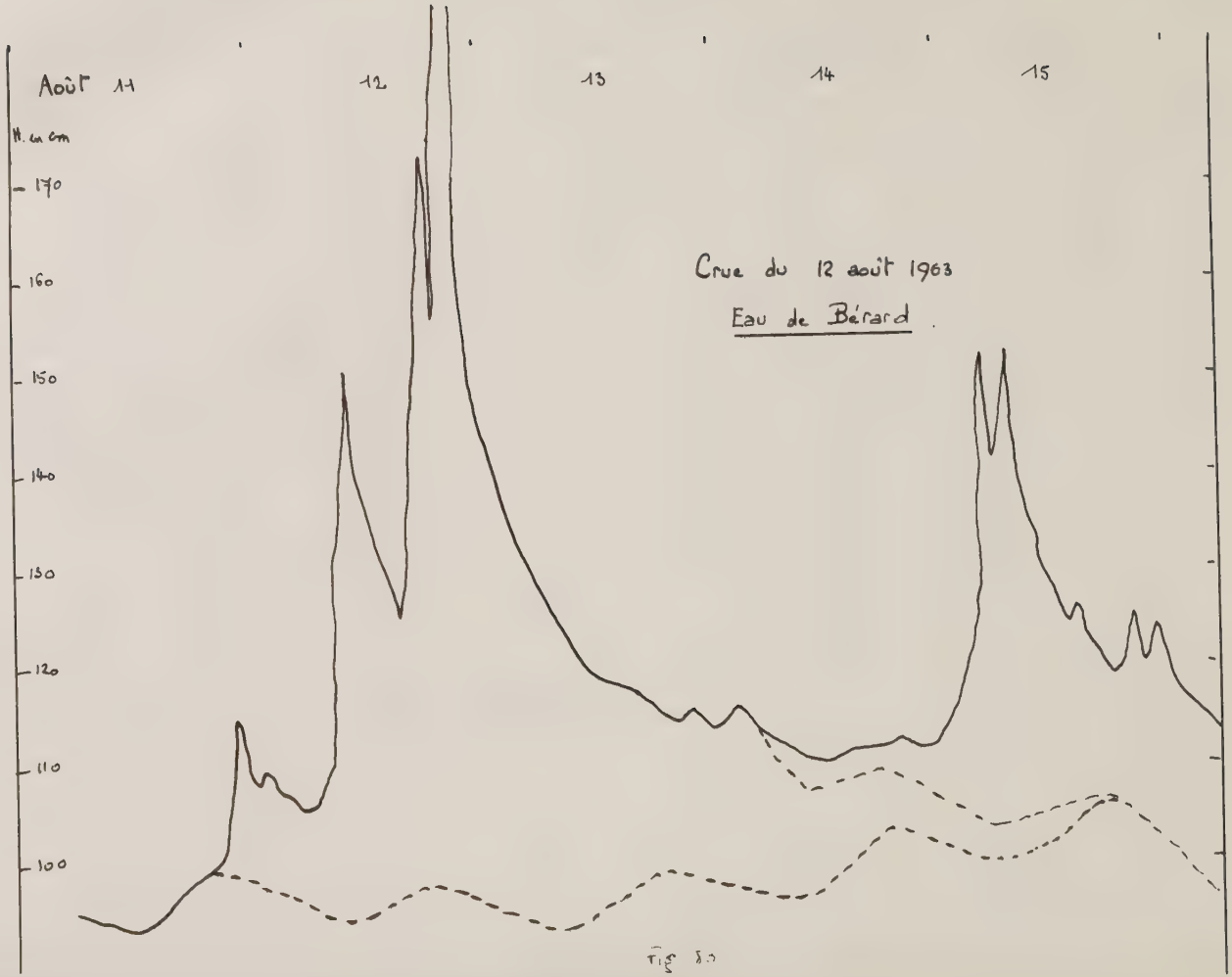

7
8
Juin 1964
Eau de Bérard
140
130
120
110
1
2
3
4
5
6
Août 1966
60
150
140
80
120
70 mm.
35 mm.

Fig. 82


Août 11
12
13
14
15
H. en cm
170
160
150
140
130
120
110
100
Crue du 12 août 1963
Eau de Bérard

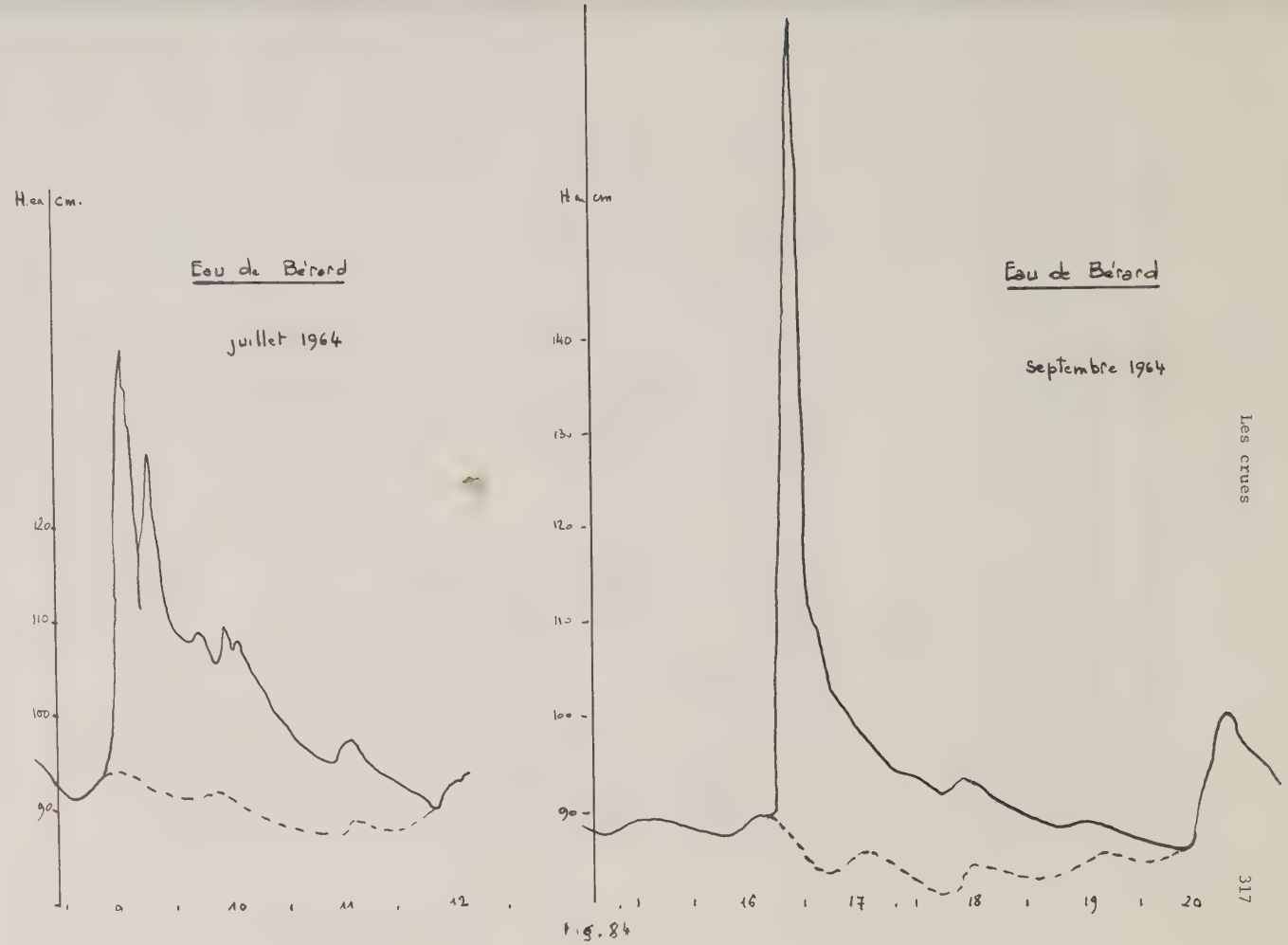

H.en cm.
Eau de Bérard
juillet 1964
120
110
100
90
10
11
12
H en cm
Eau de Bérard
septembre 1964
140
130
120
110
100
90
16
17
18
19
20

Fig. 84

L'écoulement se fait plus vite, n'étant pas entravé par les cheminements sous-glaciaires (fig.n°84).

La crue du 4 août 1966 forme deux pointes bien plus distinctes que celles des Arveyrons. L'averse est à peu près d'intensité constante, depuis le 2 à midi jusqu'au 3 à 3 h. du matin. Les deux branches de la première crue doivent provenir des deux bassins partiels, celui de Tré les Eaux et celui de l'Eau de Bérard proprement dit. La deuxième crue suit une averse moins importante, 35 mm au lieu de 70 mm; on peut penser que les deux flots arrivent en même temps à Pont de Buet et le débit dessine une pointe aigüe de 22 m3/s. (fig .n°82).

Le 24 septembre 1963, la crue apparait sur un débit qui a perdu ses oscillations journalières, alors qu'elles sont encore bien visibles sur les Arveyrons (fig.n°79).

Analyse des crues pluviales de l'Eau de Bérard :

Les hydrogrammes de l'Eau de Bérard ont permis de reconstituer les débits de 7 crues pluviales déjà étudiées pour les Arveyrons. Pour la mesure des précipitations, on prend les chiffres de Vallorcine. On obtient les résultats suivants:

Date	Volume averse	Volume crue	Quotient d'écoulement
23-7-1964	452.000 m3	241.000 m3	53 %
20-5-1964	518.000	289.000	65
17-9-1964	891.000	273.000	32
25-9-1963	634.000	334.000	52
13-8-1963	(2728.000)	698.000	(25)
15-8-1963	692.000	316.000	45
10-7-1964	604.000	332.000	55

Les quotient d'écoulement sont assez irréguliers. Ils sont 5 fois sur 7 compris entre 45 et 65 % et s'apparentent aux cours d'eau de plaine. C'est en effet que toutes les conditions qui favorisent l'écoulement existent encore, mais à un degré moindre dans ce bassin moins élevé : la végétation est plus abondante, la pente moins forte, les températures plus élevées, et surtout il semble que les précipitations soient moins fournies. Deux crues, celle du 13 août 1963 et celle du 17 septembre 1964 donnent des valeurs assez faibles du quotient d'écoulement. Il faut donc penser que les précipitations ont été moins fortes que ne le donnnerait l'emploi du gradient valable en Haute Arve appliqué aux valeurs mesurées à Vallorcine. Le bassin versant de l'Eau de Bérard est orienté vers l'est et le sud-est et protégé par le Buet des vents d'ouest, mais il manque de totalisateurs pour le confirmer.

5°/ Quelques enseignements à tirer de l'analyse des crues pluviales :

L'étude des crues pluviales permet quelques constatations dans plusieurs domaines :

-Coefficients d'ablation de la neige et de la glace

L'étude des crues de fusion a permis de préciser les valeurs de ces deux coefficients. A nouveau, on peut reconstituer les crues pluviales en faisant varier ces coefficients dans des limites assez étroites et parfaitement justifiées.

-Gradient des précipitations

Pour arriver à une bonne reconstitution des débits de crue, il a fallu prendre une valeur moyenne pour ce gradient, pas très différente des données annuelles, soit 1/25 ème de la précipitation mesurée à 1500 m.d'altitude. Il peut difficilement être plus faible, car, en diminuant le volume total des précipitations tombées, on aurait un coefficient d'écoulement plus fort, ce qui ne parait guère admissible. Par contre, dans le bassin de l'Eau de Bérard, ce gradient moyen parait trop fort, à moins que la station de Vallorcine ne soit pas représentative, étant trop arrosée.

Mais pour le versant français du Mont Blanc, les valeurs adoptées ne doivent pas être très éloignées de la réalité.

Quotients d'écoulement :

Le tableau suivant réunit pour les deux Arveyrons les résultats obtenus par l'analyse des crues pluviales :

Date	Volume averse	Volume crue	Quotient d'écoulement
Arveyron de la Mer de Glace			
14-17 8 1959	1.378.000	1.083.000	78
23-25 7 1964	2.926.000	2.170.000	74
19-20 5 1964	1.223.000	956.000	78
17-18 9 1964	3.813.000	3.225.000	84
19-22 6 1963	1.934.000	1.573.000	81
16-18 7 1958	2.118.000	1.350.000	63
24-26 9 1963	1.334.000	1.195.000	89
23-28 7 1965	5.741.000	3.439.000	60
11-13 8 1963	6.096.000	3.923.000	64
15-17 8 1963	1.409.000	1.091.000	77
Arveyron d'Argentière			
14-17 8 1959	605.000	463.000	76
23-25 7 1964	1.236.000	982.000	79
17-18 9 1964	1.570.000	1.341.000	85
19-22 6 1963	463.000	331.000	71
24-26 9 1963	319.000	259.000	81
23-28 7 1965	2.900.000	2.277.000	78

Le quotient d'écoulement varie donc sur ce tableau entre 60 et 89 pour l'Arveyron de la Mer de Glace, et entre 70 et 85 pour celui d'Argentière. Il faut redire encore une fois qu'il ne faut pas prendre ces chiffres pour des valeurs précises, mais pour des valeurs plausibles, où il entre une part d'hypothèses. L'incertitude sur le gradient des précipitations et sur l'écoulement dans les zones basses du manteau neigeux oblige à faire beaucoup de réserves . Ceci étant dit, il n'est pas surprenant de trouver des valeurs très élevées pour des bassins froids et saturés d'eau. Mais il faut bien noter qu'il s'agit toujours de pluies d'été et que le quotient d'écoulement ainsi compris est le rapport de la pluie tombée à l'état liquide à la pluie écoulée. Si l'on considère la précipitation totale, tombée et à l'état liquide et à l'état solide sur le bassin tout entier, on obtient des valeurs du quotient d'écoulement bien différentes : les pertes par rétention de la neige les font diminuer considérablement :

Ainsi, lors de la crue du 14 au 17 août 1959, le volume de précipitations liquides et neigeuses tombées sur tout le bassin est de 2.249.000 m3 alors que les seules précipitations liquides ont donné seulement 1.378.000 m3. Le quotient d'écoulement devient alors 48 % et non 78 %.

Même en plein été la rétention de la neige dans ces hauts bassins glaciaires est considérable.

Temps de propagation des crues

Les hydrogrammes montrent que les crues sur les deux Arveyrons commencent très vite après le début de la pluie. Les bassins sont petits, en pente forte, imperméables, l'écoulement est très rapide. Le temps de réponse, ou temps qui sépare la pointe de la crue du maximum de l'averse, est court et voisin du temps de montée. En observant les hyétogrammes correspondant à certaines des crues étudiées, on peut noter les différents temps suivants :

Arveyron de la Mer de Glace:

	17-9-64	15-8-1959	21-7-64	7-58	6-63	4-8-66	9 -63
Temps de réponse (en heures)	10	11	3	3	3-4	?	5
Temps de décrue (en jours)	4	3	3	3	2-3	3	2
Arveyron d'Argentière							
Temps de réponse	10	3	1	-	-	-	4
Temps de décrue	3	2.5	2.5	-	-	2.5	1.5

Ces durées sont assez approximatives : il est difficile de préciser le temps de décrue, comme il est difficile d'être sûr que la pointe de la crue

n'est pas dû au gonflement diurne par la fusion qui s'y ajoute. L'influence de la température introduit un certain désordre, et l'on ne peut construire pour les crues des cours d'eau glaciaires, les beaux hydrogrammes unitaires d'une averse donnée.

Volume des crues :

On comprend aisément de tout ce qui précède, que dans un cours d'eau glaciaire, il ne faut pas attendre d'une averse donnée un volume de crue constant. Non seulement selon la saison, la relation averse-crue est modifiée, mais aussi à une même époque de l'année, selon la température et l'état du manteau neigeux.

On peut dire néanmoins ceci :

-Une averse de 20 mm en plein été donne une crue d'environ 1 million de m3 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, et de 500.000 m3 sur l'arveyron d'Argentière.

-Une averse de 30 mm donne en mai un volume de 1.2 million de m3 sur l'Arveyron de la Mer de Glace. En plein été, une crue de 1.3 à 1.5 million de m3. Mais en fin d'été très chaud et très sec, grâce à la fusion qui s'y ajoute, le volume peut atteindre 2 à 3 millions de m3. Les valeurs pour l'Arveyron d'Argentière sont à peu près égales à la moitié de celles de la Mer de Glace.

-Une averse de 100 mm, qui peut donner une crue infime ou nulle en plein hiver, a donné une crue de 5 millions de m3 en été, sur l'Arveyron de la Mer de Glace.

Valeur et volume de la plus forte crue pluviale possible:

Est-il possible de préciser ce que pourrait être une crue exceptionnelle sur ces deux bassins glaciaires ?

En premier lieu, il faut se demander si une telle conjoncture pourrait réunir à la fois un gros débit de fusion et une grande averse. Cela ne parait pas impossible. Il est vrai que généralement les pluies abaissent la température. Mais en cas de pluies orageuses, l'averse peut peut-être survenir par très grosse chaleur.

Après un hiver sec comme celui de 1963-64, le manteau neigeux s'arrêterait à 3400 m en fin d'été, ce qui n'est nullement impossible et cela a eu lieu. La fusion nivo-glaciaire par temps très chaud pourrait donner un débit de 40 m3/s comme le 19 juillet 1964. Le débit d'Argentière serait de 13 M3/s. Qu'il survienne une averse de 200 mm, c'est-à-dire nettement plus forte que la plus forte connue, (152 mm le 22 septembre 1968 à Vallorcine) tout en restant dans des limites plausibles. Elle s'écoulera sans trouver d'obstacle depuis 3500 m.d'altitude.

Le volume de l'averse tombée sera le suivant :

1060-1200m.	184 mm	1.13 km2	207.920 m3
1200-1400	200	0.85	170.000
1400-1600	216	1.03	222.428
1600-1800	232	1.57	364.240
1800-2000	248	2.88	714.240
2000-2200	264	9.97	2.632.080
2200-2400	280	7.56	2.116.800
2400-2600	296	6.54	1.935.940
2600-2800	312	5.3	1.653.600
2800-3000	328	8.77	2.876.560
3000-3200	344	10.11	3.477.840
3200-3400	360	11.9	4.284.000
3400-3500	368	3	1.104.000
		Total	21.759.648 m3

On peut penser que ce volume d'eau s'écoulera en deux jours pour sa majeure partie. Le quotient d'écoulement de 80 % donnerait 17 millions de m3. Le premier jour de crue pourrait écouler 10 millions de m3 et le deuxième jour 7 millions, soit un débit pour l'Arveyron de la Mer de Glace de 115 m3/s auquel il faut ajouter le débit de 40 m3/s dû à la fusion. On aurait donc 155 m3/s le premier jour; le deuxième jour on aurait encore 80 m3/s dû au flot pluvial et 20 m3/s d'eau de fusion, soit encore 100 m3/s. L' Arveyron d'Argentière aurait eu pendqnt ce temps 60 m3/s le premier jour et 40 m3/s le second. Les débits spécifiques seraient de 2000 l/s/km2, ce qui est encore inférieur aux crues cèvenoles. Le coefficient A de ces crues serait de 18 et 14, qui sont des valeurs bien modérées pour des crues si exceptionnelles.

Pourtant ces crues, modérées si on les compare à d'autres rivières françaises, seraient d'une fréquence très faible, de l'ordre du dix-millénaire, selon FULLER.

L'exemple que nous avons pris réunit des conditions qui, prises en elles-mêmes, n'ont rien d'impossible : le débit de fusion de 40 m3/s a eu lieu un jour de juillet 1964; l'averse de 200 mm n'a pas eu lieu depuis les mesures, mais une averse de 152 mm a eu lieu pendant cette décennie. Mais la crue exige la concomitance de ces deux conditions, et cela est rare : les averses d'origine cyclonique provoquent le plus souvent un net refroidissement durable surtout dans les minima; il faut alors une averse d'origine orageuse, qui ne fait baisser les températures que pendant la chute. Surtout il faut que cette averse se produise entre le 15 juillet et le 25 septembre. Avant le 15 juillet, la limite inférieure du manteau neigeux est trop basse et la rétention trop forte. Après le 25 septembre, la température baissera trop vite . La réunion de tous ces

facteurs nécessaires réduit donc fortement la probabilité d'une telle crue, qui reste très faible.

6°/ EXTENSION DES CRUES PLUVIALES DES RIVIERES GLACIAIRES DANS L'ARC ALPIN

Sachant qu'une thèse se prépare sur les averses et les crues dans les Alpes, nous nous bornerons à faire quelques remarques sur les seules crues des rivières à fort taux d'englacement.

Les averses génératrices de fortes crues, comme celles qui ont été étudiées ici, ont-elles provoqué dans tout l'arc alpin de gros débits sur les rivières glaciaires , ou n'ont-elles qu'une action très localisée?

On sait (MERTZ 1957) que les précipitations dans les Alpes Occidentales sont le plus importantes par régime cyclonique de S.W. et N.W. Ceci est particulièrement net dans le massif du Mont Blanc et du St Gothard, mais aussi dans les Alpes du sud. Les dépressions abordent l'Europe du N.W. et se dirigent vers l'est. Le front chaud en avançant détermine sur les Alpes des vents du S.W. qui tournent peu à peu aux vents d'ouest et de N.W. Les versants les mieux exposés aux vents d'W et S.W. recevront les plus fortes averses. On peut penser que les chaines les mieux exposées, comme celles du Mont Blanc auront des débits spécifiques de crue supérieurs à ceux du Valais, mieux protégé.

Les débits moyens journaliers maximaux sont consignés dans l'Annuaire hydrographique suisse et permettent des comparaisons avec les rivières françaises : (en l/s/km2)

Crue du 17 septembre 1964				Crue du 23 juillet 1964			
Rivière	S.B.V.	Taux gl.	Débit	Rivière	S.B.V.	Taux gl.	Débit
Argentière	31	52	440	Tour	11	70	540
Mer de Glace	78	51	395	Argentière	31	52	523
Tour	11	70	375	Arve Joux	76	36	521
Arve Joux	76	36	278	A.Mer de Glace	78	51	445
Kander	40	43	260	Saleinaz	24	50	336
Massa	195	66	254	Massa	195	66	328
Rhône Gletsch	39	56	235	Rhône Gletsch	39	56	310
Simme	36	38	210	Kander	40	43	287
Saleinaz	24	50	197	Trübbach	19	58	245
Trübbach	19	58	188	Trient	29	34	233
Lonza	78	40	164	Lonza	78	40	211
Bionnassay	18	24	140	Bionnassay	18	24	175
Dr. Ferret	67	12	108	Eau de Bérard	21	8	125
Eau de Bérard	21	8	108				
Avérole	45	26	100				

Crue du 4 août 1966

Rivière	S.B.V. km2	Taux gl. %	Débit l/s/km2
Arveyron M.Glace	78	51	769
Arveyron Arg.	31	52	727
Arve Joux	76	36	517
Eau de Bérard	21	8	384
Trient	29	34	258
Saleinaz	25	50	256
Massa	195	66	214
Rhône Gletsch	39	56	204
Lonza	78	40	204
Dr.Ferret	67	12	172

Crue du 20-22 septembre 1968

Rivière	S.B.V. km2	Taux gl. %	Débit l/s/km2
Arveyron Arg.	31	52	696
Eau de Bérard	21	8	694
Arveyron M.Gla.	78	51	520
Arve Joux	76	36	500
Arve-Nants	96	28	(467)
Dr. Ferret	67	12	330
Saleinaz	24	50	280
Trient	29	34	256
Simme	36	38	226
D.Champagny	73	16	180
Kander	40	43	167
Lonza	78	40	151
Trübbach	19	58	125
Massa	195	66	91

Alors que les crues de fusion sont de puissance comparable sur les bassins d'étendue et d'englacement comparables, (Rhône à Gletsch et Arveyron d'Argentière, ou Arve au Pont de la Joux et Lonza), il n'en est pas de même pour les crues pluviales, lors desquelles les influences locales sont déterminantes. La répartition des averses est autrement irrégulière que celle des températures, et le contraste est grand entre l'extension de ces deux types de crues. En septembre 1968, les Alpes Bernoises ont été presque totalement épargnées. Les rivières s'ordonnent davantage par régions de l'arc alpin, et surtout en versants plus ou moins exposés. La chaine du Mont Blanc, au tournant de l'arc alpin, exposée aux vents du sud-ouest, reçoit de plein fouet les averses océaniques, et c'est là que l'on trouve sur les cours d'eau glaciaires les crues les plus fournies.

\+

\+ \+

En résumé, l'étude des crues des rivières glaciaires confirme quelques points déjà évoqués. Le rôle régulateur très puissant de l'altitude et son action de rétention jouent toute l'année : même en période chaude, une partie de l'averse tombe sous forme de neige en haute altitude. Ces versants de l'arc alpin, très exposés aux vents pluvieux, ne donnent naissance qu'à des crues modérées, aux quotients d'écoulement médiocres si l'on considère la totalité des bassins. Des crues de quelque importance ne surviennent que lorsque les caractères glaciaires s'atténuent et que s'ajoute à la fusion nivale et glaciaire un fort écoulement pluvial.

L'étude des crues a permis de confirmer ce que l'analyse des débits journaliers avait déjà établi, au sujet des coefficients d'ablation de la neige et de la glace. Elle apporte un élément nouveau en donnant des précisions sur le gradient des précipitations. Dans la plupart des cas, un gradient égal à celui des précipitations annuelles donne un calcul satisfaisant. Nous allons donc pouvoir maintenant élargir notre point de vue et procéder à l'analyse des débits moyens mensuels des cours d'eau de la Haute Arve, afin de connaitre, sans trop d'incertitude, la part qui revient à chacun de leurs éléments constitutifs.

CHAPITRE XIII

ANALYSE DES DEBITS MENSUELS DES RIVIERES GLACIAIRES

Dès le début de ce travail, il nous a paru que l'objet le plus digne d'attention était de préciser la contribution que la fusion glaciaire apporte au débit de l'émissaire du glacier. Si l'on peut connaitre également la part de la fusion nivale et celle du ruissellement pluvial, on obtient alors une analyse des éléments essentiels du régime glaciaire.

Ce travail n'a guère jusqu'ici attiré l'attention des chercheurs, peut-être en raison de la longueur de calculs fastidieux : dans la littérature hydro-glaciologique, on ne trouve que des essais concernant des données annuelles sans entrer dans le détail des saisons.

O.LANSER (1959) a calculé en Autriche la part annuelle de la fusion glaciaire, en s'appuyant sur les valeurs de l'ablation proposées par R.FINSTER-WALDER et en décomposant les surfaces par tranches de 300 m. Les bassins de l'Inn à Innsbrück, de la Venter Ache à Vent et de la Jambach à Galtür sont peu englacés (de 9 à 30 %), et la part de la fusion glaciaire ne dépasse pas 10 %.

En Asie moyenne soviétique, Mme Olga STCHEGLOVA (1961) relate les essais de LVOVITCH pour apprécier quantitativement les sources d'alimentation des cours d'eau glaciaires "au moyen de la division verticale de l'hydrographe". La traduction de cette phrase est obscure et demanderait des éclaircissements. Veut-elle dire par là qu'en étudiant les courbes journalières données par l'hydrographe, on considère comme alimentation souterraine le débit indiqué par les points bas de la courbe, et que les gibbosités sont dues aux fusions nivale et glaciaire mêlées ?

Sur de très petits bassins ce calcul serait peut-être possible. Mais il s'agit de très grands bassins, certains de plusieurs dizaines de milliers de km2. Dans ce cas le retard apporté à l'acheminement des eaux de fusion les plus lointaines jusqu'à la station comble les creux de la nuit suivante, comme nous l'avons vu précédemment. La part de l'alimentation souterraine pourrait donc en être surévaluée. Il semble en tous cas que ce ne soit qu'une estimation et non un calcul.

Quant à Mme STCHEGLOVA elle-même, elle ne donne que les résultats de ses propres calculs, sans en préciser les modalités : une demande de renseignements n'a pas jusqu'ici de réponse. Voici ses résultats :

Rivière	Station	Surf.B.V. km2	Alt.moy. B.V.	Alimentation (%) Souterr.	glaciaire	nivale	pluviale
Sokh	Sokhski	2250	3351	40	31	23	1
Zeravchan	Doupouli	10200	3000	34	31	34	1
Vakhch	Toutkaoul	31200	3359	40	27	31	2
Isfairam	Outchkourgan	?	?	60	26	13	1
Liangar	embouchure	325	4742	25	38	37	-

Il est intéressant de noter qu'en raison de la très haute altitude, le ruissellement pluvial est considéré comme négligeable. Par contre l'alimentation souterraine est très importante dans ces pays arides.

Au Canada, une première approche très générale du problème avait été faite par E.P. COLLIER en 1954. On avait estimé la fusion de la glace sur le glacier Athabasca à 6.000 acre-feet d'eau annuelle entre 1950 et 1956. Le débit de la Sunwapta à Athabasca ayant été de 28.500 acre-feet par an pendant la même période, on en concluait que la fusion glaciaire avait assuré environ 20 % du débit.

Mais sur le même glacier, en 1973, REID et PATERSON (1973) proposent une méthode simple pour mesurer l'eau produite annuellement par la fusion de ce glacier. En chaque point de la zone d'ablation d'un glacier en équilibre, la composante de la vitesse de la glace perpendiculaire à la surface, égale l'épaisseur de la glace perdue en un an . La fusion glaciaire aurait fourni 35 % du débit moyen de la rivière.

Plus récemment, les glaciologues autrichiens (AMBACH 1971) ont tenté de dissocier les composants des débits glaciaires par le moyen des mesures des teneurs en radio-isotopes :

Cette méthode est basée sur l'augmentation brutale de la teneur en

tritium dans les précipitations depuis 1952, lors du démarrage des expériences thermo-nucléaires. Aujourd'hui encore la teneur en tritium est de 1 à 2 fois supérieure à la teneur naturelle dûe aux rayons cosmiques. En conséquence, la neige tombée dans les zones d'accumulation des glaciers après le commencement des expériences est chargée de tritium, alors que la vieille glace de glacier formée auparavant est presque vierge de tritium. Dans le débit global, l'eau de ruissellement pluvial, l'eau de fusion nivale et l'eau de drainage sous-morainique ont de fortes teneurs alors que l'eau de fusion glaciaire a une teneur faible. Quant à la teneur en deutérium et en oxygène 18, elle décroit dans les précipitations lorsque l'altitude croit et la teneur en isotopes lourds s'accroit par la métamorphisation de la neige. L'imbrication de ces différents facteurs rend malaisée l'exploitation de ces mesures. Le grand nombre d'échantillons prélevés a permis toutefois aux glaciologues autrichiens de faire d'intéressantes conclusion : ainsi il apparait très clairement que la fusion nivale directe ne produit aucun apport dans les premières heures de la matinée.

Il semble que les recherches ne soient pas encore assez complètes pour justifier une application générale de cette méthode en glaciologie, mais elles apportent certainement une contribution intéressante.

Enfin un important travail a été fait par A.COUTAGNE pour l'Arve à Chamonix en 1942 dans lequel l'auteur a cherché à suppléer la carence de données à cette époque par le raisonnement mathématique. En terminant, après avoir proposé les valeurs suivantes :

-Débit d'origine pluviale : 25 %
-Débit d'origine nivale : 55 %
-Débit d'origine glaciaire : 20 %

il faisait le voeu de pouvoir préciser la formule hydrologique des cours d'eau nivo-glaciaires, le jour où l'on possèderait pour quelques bassins-types et un certain nombre d'années, l'abaque exprimant les différents facteurs du débit selon l'altitude. Ce jour parait venu maintenant.

Nous avons obtenu dans les chapitres précédents, des précisions suffisantes sur les conditions de l'écoulement dans les bassins glaciaires, pour tenter de faire l'analyse des valeurs moyennes des débits de leurs émissaires. On a pu calculer d'abord, lors de quelques journées exemptes de précipitations, la part qui revient à la fusion de la neige et à celle de la glace. Puis l'analyse des crues pluviales a précisé la part qui revient à l'écoulement de l'averse dans le débit total.

Il s'agit maintenant de connaitre la part qui revient dans l'écoulement moyen des débits mensuels à chacun de ces trois flots distincts, eau pluviale ruisselée, eaude fusion nivale et eau de fusion glaciaire.

I. DEBITS MOYENS MENSUELS DE CERTAINES ANNES PARTICULIERES.

Il parait sage pour commencer d'étudier quelques années prises en particulier : on peut donner des valeurs plus précises aux différents facteurs qui déterminent l'écoulement. On cherchera ensuite les valeurs décennales pour la composition des débits de la période 1er octobre 1954-30 septembre 1964.

A. Débits moyens mensuels de l'été 1965

L'année 1964/65 n'est pas une année exceptionnelle, comme celles qui l'encadrent. Mais elle est froide, avec un hiver sec et un enneigement faible, long et tardif. L'été est très pluvieux et les abondantes averses sont dûes à des flux d'origine océanique, donc plus régulières que les averses orageuses : le total des précipitations recueillies au Tour est à peu de chose près, celui qui est tombé dans toute la vallée de la Haute Arve, à altitude égale, sauf en juin. La deuxième raison qui a fait choisir cet été 1965 est que la difficulté de préciser les courbes de tarage dans les hautes eaux disparait en année froide, aux débits peu soutenus, comme celle-ci.

Nous allons passer en revue pour chaque mois d'été les observations recueillies sur les éléments du climat puis nous détaillerons les différents calculs de l'analyse. Pour les années suivantes, nous nous bornerons à donner les résultats.

ARVEYRON DE LA MER DE GLACE:

Mai 1965

La température moyenne au Tour(1460 m.) est de 7°4 et celle du Grand Saint Bernard (2479 m.) de 0°1. Le gradient moyen est donc de 0°73, mais plus fort en fond de vallée 0°80 et plus faible en altitude 0°60. L'isotherme 0° se trouve en moyenne à 2500 m. Le manteau neigeux cesse au début du mois vers 1400 m. vers le 15 mai à 1550 m. et à la fin du mois vers 1800 m.

Il est tombé 166 mm de pluie au Tour. Le gradient des précipitations adopté est de 1/25 ème, soit 13 mm par 200 m. d'altitude. Il est difficile de savoir où commence l'écoulement liquide. Au-dessus de 2500 m. les précipitations ont lieu sous forme de neige : plus bas elles sont retenues par le manteau neigeux encore épais. On peut penser que les pluies ne s'écoulent qu'au dessous de 2200 m. De même l'eau de fusion de la neige ne s'écoule vers l'émissaire qu'au dessus de 1600 m. et en dessous de 2200 m. Mais des 1600 à 1800 m. la fusion n'aura lieu que pendant 25 jours, alors qu'elle aura lieu tout le mois au dessus de 1800 m. De plus le manteau neigeux s'attarde plus longtemps sur le glacier que sur le roc. Enfin pour cet été froid et pluvieux il faut attribuer aux coefficients de fusion nivale et glaciaire des valeurs inférieures à la moyenne, soit 4.5 et 6. On a les calculs suivants:

Fusion nivale et ruissellement pluvial:

Altitude	S km2	P mm	T°	K	Nj	Volume P m3	Volume fusion nivale
1060-1200	1.13	143				161.590	
1200-1400	0.85	154				130.900	
1400-1600	1.03	167				172.010	
1600-1800	1.57	180	5°4	4.5	25	282.600	949.850
1800-2000	2.88	193	3°8	-	30	555.840	1.526.400
2000-2200	9.97	206	2°4	-	31	2.053.828	3.339.950
					Total	3.356.760	5.816.200

S est la surface du bassin versant en km2, P les précipitations en mm, T la température en degrés, K le coefficient de fusion nivale en mm par jour, Nj le nombre de jours où la fusion est intervenue. Le volume des précipitations en m3 est obtenu par le produit de la surface par les précipitations pour chaque tranche soit P x S. Le volume produit par la fusion nivale est donné par la formule : T x K x Nj x S.

Dans ce mois de 31 jours qui comporte 2.678.000 secondes, on obtient le débit pluvial de 1.25 m3/s et le débit dû à la fusion nivale égal à 2.17 m3/s.

Fusion glaciaire :

Le volume dû à la fusion glaciaire est calculé avec la formule : T x K' x Nj x S', K' étant le coefficient d'ablation glaciaire en mm par jour et S' la surface du glacier et non du bassin, soit :

Altitude	: S'	T	K'	Nj	Volume en m3
15-1600	0.07	6°6	6	15	41.580
16-1700	0.18	5°8	-	9	56.340
17-1800	0.34	5°	-	3	30.600
				Total	128.520 m3

soit un débit dû à la fusion glaciaire de 0.05 m3/s

La partie soustraite par l'évaporation est donnée par l'abaque de WUNDT, soit 30 mm pour la température de 3° qui est celle de l'altitude moyenne du bassin versant en état d'écoulement liquide pendant ce mois de mai et dont la surface est d'environ 17 km2. Cette lame de 30 mm fournit 0.19 m3/s.

La compositinn du débit est la suivante :

Débit = Précip.liquides + Fusion neige + Fusion glace - Evaporation =

Q = 1.25 + 2.17 + 0.05 - 0.19 = 3.28 m3/s

Le débit mesuré à la station du Bois du Bouchet est de 3.25 m3/s ; on reconstitue donc le débit avec une approximation de 1 %.

Juin 1965

La température moyenne est de 12°5 au Tour et de 5°3 au Grand St Bernard et de -0°4 à Plateau Rosa. Le gradient est donc de 0°72 en dessous de 2500 m. et il diminue jusqu'à 0°57 aux altitudes plus hautes. L'isotherme 0° est à 3.400 m. La limite inférieure du manteau neigeux est à 1850 m en début de juin, à 2050 m. vers le 15 juin et vers 2250m. à la fin de juin. On peut penser que l'écoulement se produit jusqu'à 3.200 m. Le glacier est dégagé de neige tout le mois jusqu'à 1800 m. et ne fin de mois vers 2200 m.

Il est tombé 63 mm de pluie au Tour, mais 120 mm à Vallorcine.

Les calculs sont établis de la façon suivante :

Altitude	S km2	P mm	T°	K	Nj	Volume P m3	Volume fusion neige
1060-1200	1.13	55				62.150	
1200-1400	0.85	59				50.150	
1400-1600	1.03	64				65.920	
1600-1800	1.57	69				108.330	
1800-2000	2.88	74				213.120	
2000-2200	9.97	79	7°5	4.5	7	787.630	2.352.920
2200-2400	7.56	84	6°	-	30	635.040	6.123.600
2400-2600	6.54	89	4°8	-	30	582.060	4.237.920
2600-2800	5.3	94	3°6	-	30	492.800	2.575.800
2800-3000	8.77	99	2°4	-	30	868.330	2.841.480
3000-3200	10.1	104	1°4	-	30	1.050.000	1.908.900
					Total :	4.915.830	20.040.600

soit un débit de 7.73 m3/s provenant de la fusion de la neige, pour ce mois de 30 jours, et un débit de 1.89 m3/s, venant du ruissellement de la pluie.

Le volume de la fusion glaciaire est donné par le calcul suivant :

Altitude	S km2	T°	K'	Nj	Volume fusion glaciaire
1500-1600	0.07	11°7	6	30	147.420
1600-1700	0.18	10°9	6	30	353.160
1700-1800	0.34	10°1	6	30	618.120
1800-1900	0.53	9°3	6	30	887.220
1900-2000	0.71	8°6	6	23	842.060
2000-2100	0.91	7°9	6	16	689.780
2100-2200	1.81	7°2	6	9	702.280
2200-2300	1.65	6°5	6	2	128.700
				Total	4.378.740 m3

soit un débit de 1.68 m3/s.

L'évaporation retire environ 32 mm sur tout le bassin en état d'écoulement liquide, ce qui correspond à un débit de 0.55 m3/s.

La composition du débit est la suivante:

Débit = Précip.liquides + Fusion neige + Fusion glace - Evaporation =

Q = 1.89 + 7.73 + 1.68 - 0.55 = 10.75 m3/s

Le débit mesuré à la station est de 10.23 m3/s. L'erreur est de + 0.52, soit de 5 % en excès.

Juillet 1965.

La température moyenne est au Tour de 12°9, soit à peine plus forte qu'en juin; elle est de 6°1 à Grand St Bernard et de 1°1 à Plateau Rosa; le gradient est compris entre 0°7 en basse altitude et 0°5 en haute altitude. L'isotherme 0° est à 3700 m. La limite inférieure du manteau neigeux est à 2250 m. en début de mois, à 2450 m. au milieu du mois et vers 2650 m. en fin de mois. L'écoulement liquide se fait toujours jusque vers 3200 m.

Les précipitations tombées au Tour sont très fortes : 260 mm.

Fusion nivale et ruissellement pluvial:

Altitude	S km2	P mm	T°	K	Nj	Volume P m3	Volume fusion neige
1060-1200	1.13	225				254.250	
1200-1400	0.85	244				207.400	
1400-1600	1.03	264				271.900	
1600-1800	1.57	285				447.450	
1800-2000	2.88	305				878.400	
2000-2200	9.97	326				3.250.220	
2200-2400	7.56	347	7°3	4.5	6	2.623.320	1.489.320
2400-2600	6.54	368	6°1	-	20	2.406.720	3.590.460
2600-2800	5.3	389	4°9	-	31	2.061.700	3.423.800
2800-3000	8.77	410	3°8	-	31	3.595.700	4.411.310
3000-3200	10.1	430	2°8	-	31	4.343.000	3.939.000
				Total :		20.340.080	16.853.890

soit un débit dû au ruissellement pluvial de 7.5 m3/s et un débit dû à la fusion nivale de 6.29 m3/s.

Fusion glaciaire :

Altitude	S' km2	T°	K'	Nj	Volume fusion glaciaire
1500-1600	0.07	12°2	6	31	158.830
1600-1700	0.18	11°5	-	31	385.720
1700-1800	0.34	10°8	-	31	682.720
1800-1900	0.53	10°1	-	31	995.340
1900-2000	0.71	9°4	-	31	1.241.080
2000-2100	0.91	8°8	-	31	1.488.760
2100-2200	1.81	8°2	-	20	1.860.250
2200-2300	1.65	7°5	-	10	1.055.400
2300-2400	0.78	7°	-	5	347.960
				Total :	8.215.360 m3

soit un débit de 3 m3/s. D'autre part l'évaporation soustrait un volume d'eau qui aurait donné un débit de 0.75 m3/s. On a donc :

Débit = Précip.liquides + Fusion neige + Fusion glace -Evapor. =

Q = 7.5 + 6.29 + 3 - 0.75 = 16.04 m3/s

Le débit mesuré est de 15.63 m3/s. L'erreur est de 0.41 m3/s soit de 2 % en excès.

Août 1965

La température moyenne est de 13°1 au Tour, de 5°8 à Grand St Bernard et de 0°7 à Plateau Rosa. Le gradient diminue quand l'altitude augmente, de 0°73 à 0°51. L'isotherme 0° est à 3625 m. La limite inférieure du manteau neigeux remonte au cours du mois de 2650 m. à 3000 m. Le glacier est déneigé jusque vers 2500 m. en début de mois et vers 2900 m. en fin de mois.

Il est tombé 163 mm. de pluies au Tour.

Fusion nivale et ruissellement pluvial:

Altitude	S km2	P mm	T°	K	Nj	Volume P m3	Volume fusion neige
1060-1200	1.13	142				160.460	
1200-1400	0.85	154				130.900	
1400-1600	1.03	166				170.980	
1600-1800	1.57	179				281.030	
1800-2000	2.88	192				552.960	
2000-2200	9.97	205				2.043.850	
2200-2400	7.56	218				1.648.080	
2400-2600	6.54	231				1.510.740	
2600-2800	5.3	244				1.293.200	
2800-3000	8.77	257	3°	4.5	17	2.253.890	2.008.330
3000-3200	10.1	270	2°2	-	25	2.727.000	2.500.000
3200-3400	11.9	283	1°4	-	31	3.367.700	2.308.600
3400-3600	6	296	0°4	-	31	1.776.600	352.000
				Total :		16.910.390	7.168.930

soit un débit fourni par les précipitations de 6.31 m3/s et un débit dû à la fusion nivale de 2.67 m3/s.

Fusion glaciaire :

Altitude	S'km2	T°	K'	Nj	Volume fusion glace
1500-1600	0.07	12°4	6	31	161.420
1600-1700	0.18	11°6	-	31	388.260
1700-1800	0.34	10°8	-	31	682.720
1800-1900	0.53	10°	-	31	985.800
1900-2000	0.71	9°2	-	31	1.214.810
2000-2100	0.91	8°5	-	31	1.438.710
2100-2200	1.81	7°8	-	31	2.624.500
2200-2300	1.65	7°1	-	31	2.178.000
2300-2400	0.78	6°4	-	31	928.200
2400-2500	0.90	5°7	-	31	954.000
2500-2600	0.77	5°1	-	31	729.960
2600-2700	2.17	4°5	-	24	1.406.160
2700-2800	2.77	3°9	-	17	1.099.690
2800-2900	2.85	3°3	-	10	564.300
				Total :	15.356.530 m3

soit un débit fourni par la fusion glaciaire de 5.73 m3/s. L'évaporation soustrait un volume qui aurait donné un débit de 0.95 m3/s. On a donc :

Débit = Précip.liquides +Fusion neige+Fusion glace -Evapor. =

Q = 6.31 + 2.67 + 5.73 - 0.95 = 13.76 m3/s

Le débit mesuré à la station est de 13.92 m3/s. L'erreur est de 0.16 m3/s, soit 1 % par défaut.

Septembre 1965

La température au Tour est de 8°9, à Grand St Bernard 1°7 et de -2°2 à Plateau Rosa. Le gradient varie de 0°72 à 0°39 en raison inverse de l'altitude. L'isotherme 0° se trouve à 2900 m. Le manteau neigeux a sa limite inférieure plus haut que l'isotherme 0°, il n'y a donc plus de fusion nivale. Le glacier est déneigé jusqu'à 2800 m. Les précipitations sont de 165 mm.au Tour; elles étaient de 163 mm. en août : on peut donc se servir du même calcul, mais jusqu'à 2900 m. seulement, ce qui donne un volume de 8.918.000 m3, et un débit de 3.44 m3/s.

Le volume fourni par la fusion nivale est nul.

Le volume fournipar la fusion glaciaire est le suivant

Altitude	: S' km2	T°	K'	Nj	Volume fusion glace
1500-1600	0.07	8°2	6	30	103.320
1600-1700	0.18	7°4	-	30	239.000
1700-1800	0.34	6°6	-	30	410.160
1800-1900	0.53	5°9	-	30	561.940
1900-2000	0.71	5°2	-	30	664.900
2000-2100	0.91	4°5	-	30	732.620
2100-2200	1.81	3°8	-	30	1.230.940
2200-2300	1.65	3°2	-	30	958.600
2300-2400	0.78	2°6	-	30	363.320
2400-2500	0.90	2°	-	30	353.600
2500-2600	0.77	1°4	-	30	194.788
2600-2700	2.17	0°8	-	30	503.080
2700-2800	2.77	0°3	-	30	248.180
			total :		6.584.448 m3

soit un débit de 2.54 m3/s. La perte dûe à l'évaporation correspond à un débit de 0.60 m3/s. On a :

Débit = Précip.liquides +Fusion nivale+Fusion glace- Evapor. =

Q = 3.44 + 0 + 2.54 - 0.60 = 5.38 m3/s

Cette valeur calculée est l'exacte valeur mesurée.

Pour résumer cet été 1965, on a le tableau suivant: en m3/s

	:Précip.liq.	:Fusion N	:Fusion Gl.	:Evapor.	:Débit calculé	:Débit mesuré	: m3/s	Erreur %
Mai	1.25	2.17	0.05	0.19	3.28	3.25	0.03	+ 1
Juin	1.89	7.73	1.68	0.55	10.75	10.23	0.52	+ 5
Juillet	7.5	6.29	3	0.75	16.04	15.63	0.41	+ 2
Août	6.31	2.67	5.73	0.95	13.76	13.92	0.16	- 1
Septembre	3.44	-	2.54	0.60	5.38	5.38	0	0

Il est évident, comme cela a été dit au chapitre XI, que ces chiffres sont obtenus à la suite de choix que l'on peut discuter. En fait, ces choix ne concernent que deux facteurs : l'un est la valeur à attribuer aux coefficients d'ablation K et K'. Or nous avons vu que ceux-ci sont limités dans une fourchette assez étroite; l'autre, sur lequel on a peu de données, est la capacité de circulation de l'eau de fusion ou de pluie dans l'épaisseur du manteau neigeux. Puisque l'objectif est de retrouver le débit mesuré, les calculs montrent qu'il

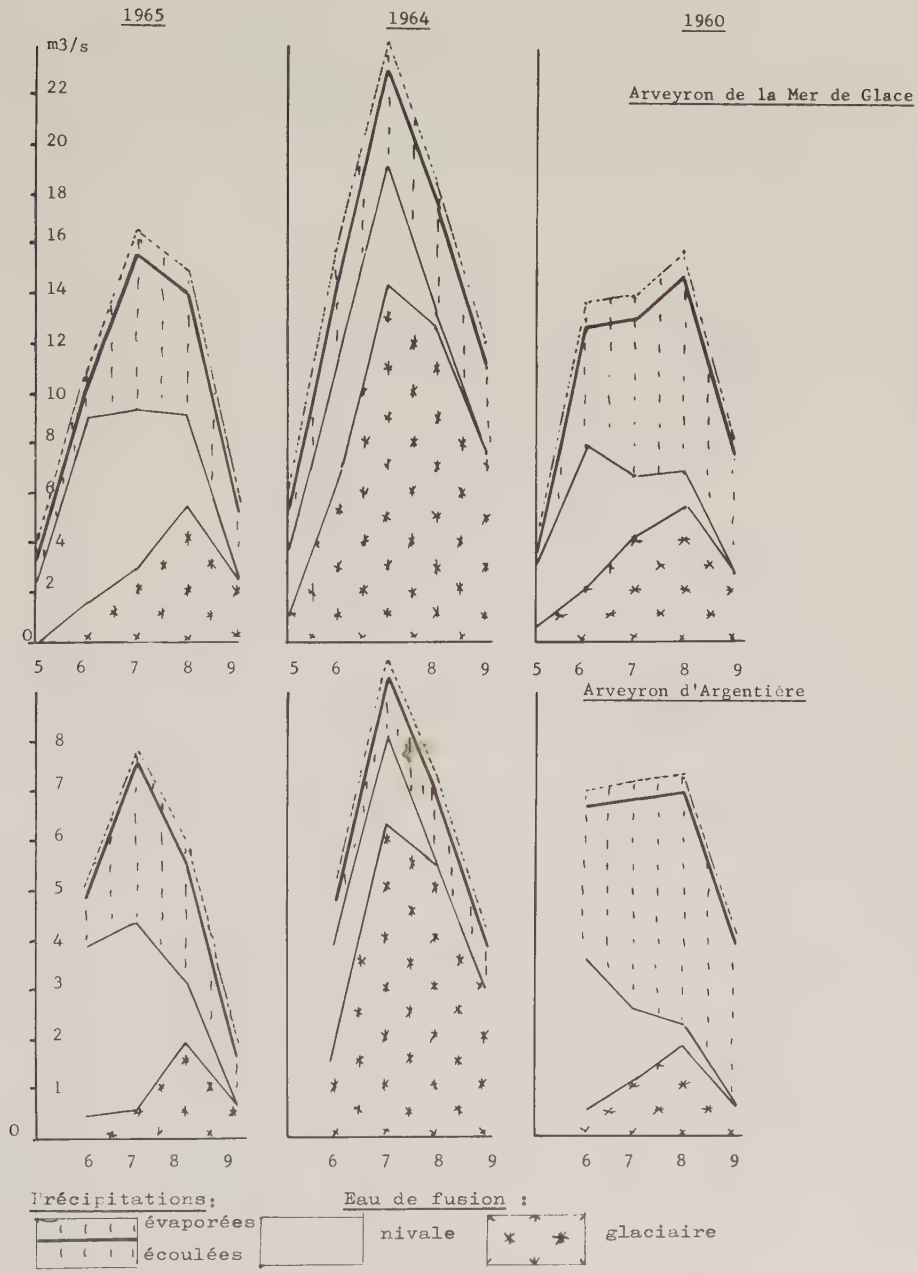
n'y a guère plus d'une combinaison possible. Lapossibilité est encore moindre si l'on applique ces mêmes valeurs à une autre rivière du même bassin.

Des calculs identiques ont été faits pour les débits de l'Arveyron d'Argentière, pour le Bionnassay, le Tour et le Trient, en appliquant à chacun les chiffres des surfaces qui lui sont propres, mais en prenant rigoureusement les mêmes valeurs de température, de limite du manteau neigeux etc... Seule l'hétérogénéité des précipitations dans le bassin de la Haute Arve pour le seul mois de juin a fait choisir pour Bionnassay la valeur des précipitations tombées aux Contamines et pour le Tour et le Trient celles de Vallorcine. On obtient les résultats suivants : (voir fig.n°85) (en m3/s)

1965	Précip.liq.	Fusion N	Fusion Gl.	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3/s	Erreur en %
Arveyron d'Argentière								
Juin	0.85	3.46	0.38	0.23	4.46	4.87	0.41	-8
Juillet	3.43	3.83	0.50	0.30	7.46	7.58	0.12	-1
Août	2.75	1.23	0.92	0.40	5.50	5.44	0.06	+1
Septembre	1.35	-	0.60	0.20	1.75	1.68	0.07	+4
Bionnassay								
Juin	0.83	1.16	0.19	0.20	1.98	2.33	0.35	-15
Juillet	1.92	0.95	0.32	0.21	2.98	2.95	0.03	+1
Août	1.36	0.28	0.61	0.22	2.03	2.11	0.08	-4
Septembre	1.05	-	0.26	0.19	1.12	1.05	0.07	+7
Le Tour								
Juin	0.66	1.25	0.01	0.11	1.81	1.92	0.11	-5
Juillet	1.32	1.33	0.02	0.12	2.55	2.70	0.15	-5
Août	1.06	0.42	0.63	0.14	1.97	2	0.03	-1
Septembre	0.52	-	0.15	0.08	0.59	0.60	0.01	-1
Le Trient								
Juin	1.36	2.90	0.06	0.27	4.05	4.98	0.93	-18
Juillet	2.78	2.18	0.12	0.28	4.80	4.52	0.28	+6
Août	2.20	0.48	0.47	0.34	2.81	2.99	0.18	-6
Septembre	1.55	-	0.15	0.25	1.45	1.60	0.15	-10

Les résultats sont excellents, au-delà de ce qu'on pouvait raisonnablement espérer. Avec des valeurs rigoureusement égales pour tous les éléments du calcul (sauf juin), on reconstitue les débits de ces 5 rivières voisines avec des erreurs très faibles, comprises entre -6 et +7 % et pour beaucoup d'entre elles entre + et -2 %. Ce sont des approximations inférieures à la précision des mesures, on ne peut demander davantage. Pour juin, où les précipitations ne sont pas du tout homogènes, les résultats sont médiocres pour Bionnassay et le Trient, les deux rivières les plus éloignées et les plus différemment exposées.

Fig.n°85.-Composition des débits pour certaines années.



Un premier résultat confirme ce qui a été dit à la suite de l'analyse des débits journaliers, c'est que les différences entre l'évolution des débits de rivières voisines est expliquée ,presqu'exclusivement, par la distribution de leurs surfaces. Pour cette année froide, les conditions locales de précipitations ne jouent un rôle non négligeable que pour le mois de juin, et pour le glacier de Trient, un peu différemment exposé.

B. Débits moyens mensuels de l'été 1964

Il est intéressant d'appliquer cette méthode à l'année 1963/64, qui est une année chaude et sèche jusqu'au début d'août, après un hiver exceptionnellement sec et peu enneigé. Les débits sont très forts, et les pluies, d'origine orageuse, très inégalement distribuées : parmi les stations de vallée de la Haute Arve, le Tour est très sec en juin-juillet-août, et très arrosé en septembre, et les Contamines très arrosées tout l'été.

Les données climatiques sont les suivantes :

	4	5	6	7	8	9
Températures:						
au Tour	4°9	10°8	13°5	15°8	12°9	11°3
Gd St Bernard	-2°6	2°6	5°7	8°5	6°5	5°4
Plateau Rosa	-7°5	-2°5	0°8	2°4	0°9	0°3
Précipitations (en mm.)						
au Tour	92	116	84	85	130	107
Vallorcine	89	108	95	92	133	98
Contamines	123	132	91	103	142	106
Altitude isotherme0°	2100	3000	3650	3900	3640	3550
Limite inf.manteau neig. vers le 15	1800	2100	2700	3100	3300	3300
Limite sur le glacier	1700	1950	2600	3000	3200	3000

La durée de l'ensoleillement est la plus forte de la décennie.

Pour obtenir un résultat correct, il faut donner aux coefficients d'ablation de la neige et de la glace des valeurs fortes, soit 5 et 7.7, inférieures néanmoins aux coefficients adoptés pour quelques journées de crue de fusion particulièrement chauds et ensoleillés. On a les résultats suivants, en m3/s:

1964	Précip.liq.	Fusion N	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3/s	Erreur en %
Arveyron de la Mer de Glace								
Avril	0.49	0.40	0.06	0.15	0.80	0.90	0.10	-11
Mai	1.72	2.78	1	0.59	4.91	5.16	0.25	-5
Juin	4.13	4.87	6.65	1.03	14.62	14.66	0.04	-0.3
Juillet	4.53	4.85	14.35	1.15	22.58	22.91	0.33	-1
Août	4.77	0.62	12.67	1.05	17.01	17.53	0.52	-3
Septembre	4.42	-	7.62	0.97	11.07	11,23	0.16	-1

Arveyron d'Argentière

1964	Précip.liq.	Fusion N.	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3/s	Erreur % en
Juin	1.50	2.82	2.01	0.41	5.92	4.8.	1.12	+23
Juillet	1.89	1.81	6.3	0.46	9.54	9.16	0.38	+4
Août	2.02	0.19	5.47	0.40	7.28	(6.80)	(0.48)	(+7)
Septembre	1.84	-	3.33	0.39	4.78	3.74	1.04	+27
Le Trient								
Juin	1.18	1.31	0.50	0.36	2.63	2.75	0.12	-4
Juillet	1.42	1	1.65	0.40	3.67	4.28	0.61	-14
Août	1.60	0.13	1.95	0.34	3.34	3.27	0.07	+2
Septembre	1.47	-	0.98	0.33	2.12	1.60	0.52	-30

Sur les rivières du Tour et de Bionnassay, des modifications des courbes de tarage dans l'été, et des travaux d'aménagement rendent les mesures incertaines.

Pour cet été 1964, on obtient de bons résultats en juillet et août sur Argentière et en juin et août sur le Trient. Pour le reste les conditions locales reprennent plus d'importance.

C. Débits moyens du mois d'août 1962

Le mois d'août 1962 est très chaud et très ensoleillé, mais après un hiver très arrosé. La température moyenne est de 16° au Tour et de 4° à Plateau Rosa et l'isotherme0° a atteint plusieurs fois l'altitude de 5000 m. ce qui est rare. Les glaciers sont déneigés jusqu'à 3100 m. et l'écoulement liquide se fait jusqu'à 3.500 m. En prenant les coefficients d'ablation 5 et 7, on obtient les résultats suivants:

Août 1962	Précip.liq.	Fusion N.	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3.s	Erreur % en
Mer de Glace	2.15	6.42	12.17	1.1	19.64	19.33	0.31	+2
Argentière	0.89	2.93	5.43	0.39	8.86	9.86	1	-10
Bionnassay	0.44	0.69	1.33	0.24	2.22	2.86	0.64	-22
Tour	0.34	1.02	2.13	0.15	3.34	3.22	0.12	+4
Trient	0.71	1.56	1.32	0.35	3.24	4.36	1.12	-25

Pour cet été chaud, le débit du Tour est bien constitué par les mêmes éléments que celui de l'Arveyron de la Mer de Glace; par contre les émissaires d'Argentière et surtout de Bionnassay et du Trient ont écoulé plus d'eau que les précédentes. Or on remarque aue les précipitations d'hiver ont été très inégales ; le manteau neigeux doit donc être plus épais par endroits et c'est la quantité de neige fondue qui devrait être augmentée pour ces trois rivières.

D. Débits moyens mensuels de l'été 1960

L'été 1960 est humide et froid, avec un ensoleillement très faible et un enneigement long et fort. Les éléments du climat sont les suivants :

	4	5	6	7	8	9
Températures:						
Au Tour	4°4	11°2	13°7	12°3	13°5	9°3
Gd St Bernard	-3°8	1°7	5°1	4°7	5°8	2°1
Plateau Rosa	-9°1	-4°1	0°2	-0°7	0°2	-2°8
Précipitations en mm.						
au Tour	33	68	139	184	245	210
Vallorcine	34	61	162	215	239	226
Contamines	55	70	147	203	222	232
Isotherme 0°	2000	2800	3500	3360	3500	2900
Limite inf.manteau neigeux vers le 15	1450	1900	2500	2700	2800	2800

On donne aux coefficients d'ablation de la neige et de la glace des valeurs inférieures à la moyenne, 4.5 et 6 et on a les résultats suivants:

1960	Précip.liq.	Fusion N.	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur en m3/s	Erreur en %
Arveyron de la Mer de Glace								
avril	0.11	0.65	-	0.10	0.66	0.70	0.04	-5 %
mai	1.17	2.86	0.29	0.49	3.83	3.68	0.15	+4
juin	5.29	5.81	2.24	0.96	12.38	12.71	0.33	-3
juillet	7.56	2.08	4.24	0.87	13.01	13.09	0.08	-1
août	9.27	1.27	5.61	0.98	15.17	14.84	0.33	+2
septembre	5.06	-	2.76	0.48	7.34	7.53	0.19	-2
Arveyron d'Argentière								
juin	2.70	3.08	0.48	0.37	5.89	6.72	0.83	-12
juillet	3.80	1.48	1.1	0.35	6.03	6.88	0.85	-12
août	4.2	0.54	1.78	0.39	6.13	6.98	0.85	-12
septembre	2.73	-	0.62	0.24	3.11	3.8	0.69	-18
Le Trient								
juin	1.68	2.05	0.91	0.29	4.35	4.13	0.22	+5
juillet	2.60	0.61	0.27	0.31	3.17	3.33	0.16	-5
août	3.19	0.20	0.43	0.35	3.47	3.67	0.20	-5
septembre	2.40	-	0.15	0.27	2.28	1.96	0.32	+16

L'inégalité dans la distribution des précipitations d'été, mais aussi celles de l'hiver peut expliquer les insuffisances du débit calculé sur l'Arveyron d'Argentière. Les précipitations des 5 mois d'hiver sont de 826 mm au Tour et 859 mm à Vallorcine alors qu'elles ne dépassent pas 580 mm ailleurs dans la vallée; La part de l'eau de fusion de la neige pourrait être augmentée.

Que conclure ?

Le premier trait qui se dégage de ces analyses est l'importance primordiale de la distribution des précipitations, qui joue doublement, par le

ruissellement pluvial de l'été et par l'épaisseur du manteau neigeux. Il est donc nécessaire de prendre comme base de calcul les données pluviométriques de la station la plus proche du glacier étudié. Toutefois les pluies d'orage sont si localisées qu'un station, même très voisine, peut ne pas donner de chiffres valables. L'épaisseur du manteau neigeux est aussi inégale : il semble qu'elle soit souvent plus grande dans le nord du bassin de l'Arve.

Les bonnes approximations obtenues pendant l'été 1965 montrent qu'en cas d'année froide et peu ensoleillée, où les facteurs d'exposition jouent peu, et où les précipitations sont plus également réparties dans l'espace ,les risques d'erreur diminuent considérablement: on a alors d'excellentes reconstitutions. Il semble donc que de bonnes analyses puissent être faites sur une période plus longue, permettant de faire disparaitre les inégalités d'exposition et de précipitations.

II.DEBITS MOYENS MENSUELS DE LA DECENNIE OCT.1954-sept.1964

Pour effectuer l'analyse des débits mensuels d'une longue période, seule s'offre la période 1er octobre 1954-30 septembre 1964, réunissant les observations nécessaires, à la fois climatiques et hydrologiques.Encore faut-il se contenter de la mesure des débits de l'Arveyron de la Mer de Glace pour toute l'année. L'Arveyron d'Argentière n'est mesuré qu'en été, de juin à septembre, depuis 1962; les stations du Trient, du Tour et de Bionnassay n'ont été mises en service qu'en 1956,1959 et 1960.

Les moyennes décennales ont été établies pour les différents éléments du climat, températures et précipitations. La limite inférieure du manteau neigeux a été précisée pour cette décennie au chapitre VI. Les valeurs des coefficients d'ablation de la neige et de la glace K et K' ont été fixées à leur valeur moyenne 5 et 7. On a pris pour gradient des précipitations la valeur moyenne d'1/25ème du total mensuel du Tour (1460m.). Les gradients de température entre le Tour (1460 m.), Grand St Bernard (2479 m.) et Plateau Rosa (3488 m.) ont été calculés au chapitre IV, ainsi que l'altitude moyenne de l'isotherme 0°,soit:

1954-64	4	5	6	7	8	9	10
Température:							
au Tour	3°5	8°2	11°7	14°	13°4	11°6	6°6
Gd St Bernard	-3°7	0°4	4°1	6°9	6°7	4°8	0°1
Plateau Rosa	-8°8	-4°7	-1°1	1°1	1°	-0°1	-4°2
Précipitations en mm.							
au Tour	80	104	129	140	153	98	87
Vallorcine	78	82	105	132	155	105	91
les Contamines	84	108	147	160	164	112	93

1954-64	4	5	6	7	8	9	10
Alt.Isotherme 0°	1960	2560	3280	3680	3660	3460	2500
Limite inf.manteau neigeux vers le 15 :							
-sur le roc	1300	1900	2200	2600	2900	3000	2300
-sur le glacier		1500	2000	2350	2750	2900	2300

La méthode employée précédemment pour l'année 1965 donne pour la période envisagée les résultats mentionnés dans le tableau n°45 pour l'Arveyron de la Mer de Glace d'avril à octobre et pour l'Arveyron d'Argentière de juin à septembre. Les débits du Bionnassay ont été reconstitués pour la période d'octobre 1960 à septembre 1964 avec les données climatiques appropriées. (voir fig.n° 86 et 87).

Ces résultats appellent quelques remarques :

L'analyse des débits de l'Arveyron de la Mer de Glace donne des résultats satisfaisants, les débits calculés ne différant pas des débits mesurés de plus de 4 %. Ceci confirme une fois de plus la bonne probabilité des évaluations faites. Encore faut-il répéter qu'il ne faut pas attendre de ces calculs une précision plus grande que + ou - 10 %. Il en est de même pour Bionnassay.

L'analyse des débits de l'Arveyron d'Argentière est un peu moins satisfaisante, surtout en août et septembre, encore que les approximations restent dans les limites de 10 %. Or nous avons pris pour mesurer les précipitations les chiffres de Vallorcine, sinon nous aurions pour cette station des erreurs plus fortes, de -9 , -13 et -12 %, pour juillet, août et septembre.

Ceci mérite une recherche d'explication :

-Erreurs possibles dans la technique des mesures:

Les débits de l'Arveyron d'Argentière sont assez difficiles à mesurer, surtout pendant les hautes eaux. Les mesures ont été interrompues pendant certains mois(août 1963 et 1964, septembre 1959 et 1962). Les valeurs données dans les annuaires sont donc parfois incertaines.

-Erreurs explicables par suite des différences morphologiques des deux bassins: Les différences dans la distribution des surfaces des deux bassins et des deux glaciers ne peuvent être invoquées, puisqu'elles sont impliquées dans les calculs. Mais le glacier d'Argentière présente une particularité : en amont de la cascade de séracs de Lognan, le lit forme cuvette, rempli d'eau de fusion en fin d'été, et ceci constitue une véritable nappe phréatique (VIVIAN 1969,1970 et 1972). Une partie donc de l'eau est retenue et s'écoule avec un certain retard .

-Erreurs dûes aux différences climatiques:

Les facteurs climatiques jouent efficacement pour distinguer l'écoulement des deux glaciers. Le glacier d'Argentière est mieux exposé aux vents pluvieux d'W.N.W. que la Mer de Glace, plus protégée par les crêtes des cirques. Il est aussi mieux exposé au soleil que la Mer de Glace dont certains champs de névés sont orientés vers le nord (Géant, Leschaux) et l'est (Vallée Blanche). Par contre le glacier d'Argentière est plus enfoncé dans sa cuvette que ne l'est la Mer de Glace. Les deux glaciers ne réagissent donc pas également aux mêmes éléments du climat.

Tableau n° 45. Analyse des débits d'été (1er octobre 1954-30 septembre 1964)

m3/s	Précip.liq.	Fusion N	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3/s	Erreur en %
Arveyron de la Mer de Glace								
avril	0.22	0.46	-	0.07	0.61	(0.84)		
mai	1.35	2.43	0.08	0.34	3.52	3.37	0.15	+4
juin	3.88	5.84	1.18	0.74	10.16	10.03	0.13	+1
juillet	4.89	6.52	4.82	0.97	15.26	15.31	0.05	-1
août	5.33	3.54	7.40	0.97	15.30	15.40	0.10	-1
septembre	3.33	0.34	6.88	0.88	9.67	9.45	0.22	+2
octobre	1.99	-	1.19	0.31	2.87	2.85	0.02	+1
Arveyron d'Argentière								
juin	1.93	2.88	0.34	0.28	4.87	4.73	0.14	+3
juillet	2.31	4.10	0.94	0.37	6.98	7.48	0.50	-6
août	2.53	1.69	2.50	0.36	6.36	(7.1)	0.74	-10
septembre	1.60	0.10	2.66	0.33	4.03	4.40	0.37	-8
Débits d'été du Bionnassay (octobre 1960-septembre 1964)								
avril	0.27	0.29	-	0.10	0.46	0.46	-	-
mai	0.49	0.56	-	0.14	0.91	0.85	0.06	+7
juin	0.89	1.08	0.12	0.23	1.86	1.80	0.06	+3
juillet	0.95	0.85	0.68	0.25	2.23	2.1	0.13	+6
août	0.97	0.37	1.14	0.25	2.23	2.16	0.07	+3
septembre	0.65	0.08	0.80	0.23	1.30	1.27	0.03	-3
octobre	0.56	-	0.11	0.14	0.53	0.52	0.01	+2

FIG.N°86. Composition du débit moyen de l'Arveyron de la Mer de Glace (1er octobre 1954-30 septembre 1964)

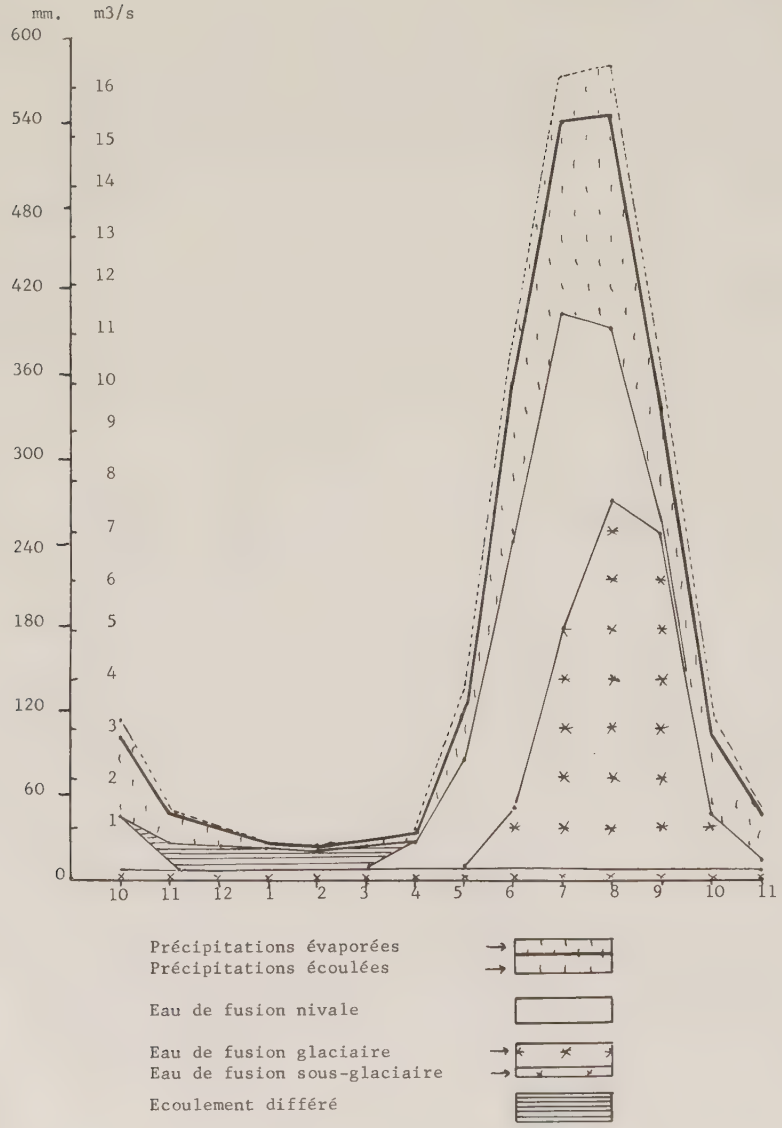


Fig.n°87. Composition du débit moyen de:

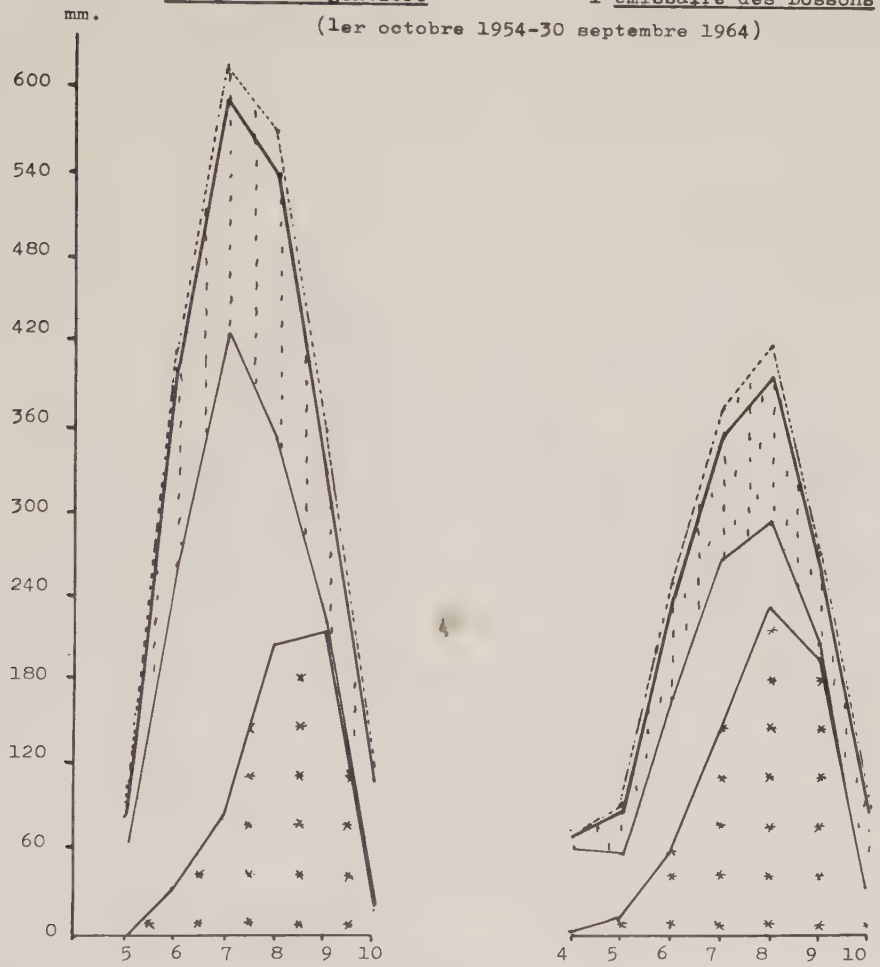
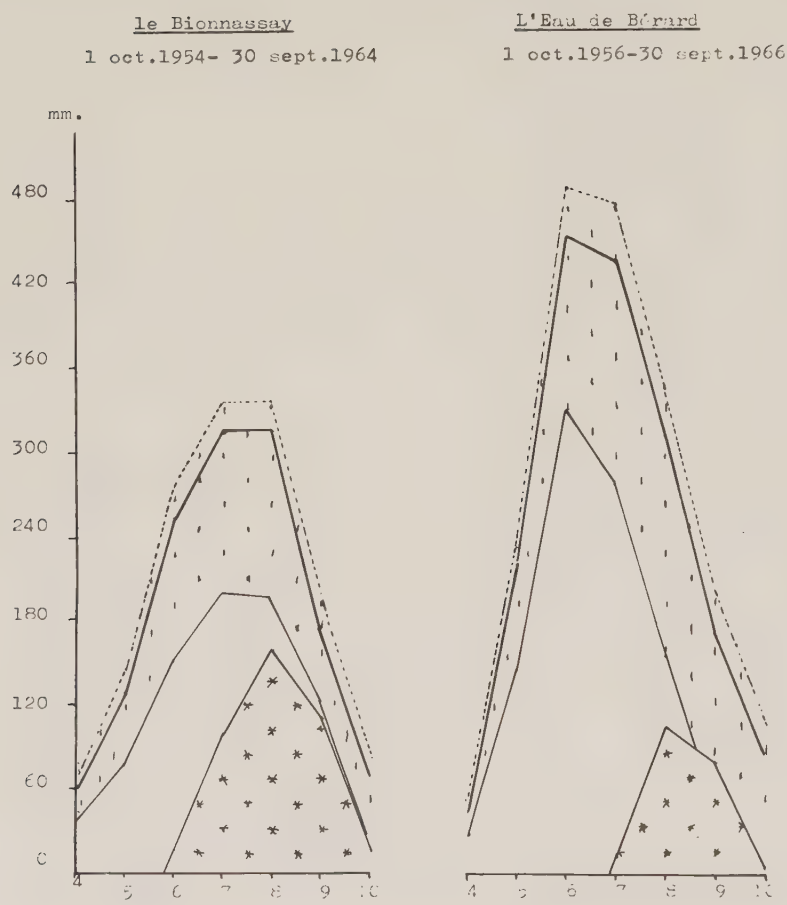


Fig. nº 87 bis. Composition du débit moyen de :



Enfin nous avons vu que la station du Tour parait assez protégée et donne des chiffres plutôt faibles de précipitations. En altitude, les précipitations doivent être les plus fortes sur ce flanc nord-ouest du massif du Mont Blanc surtout au-delà de 3000 m. là où il n'est plus protégé par l'écran du Buet.

III. DEBIT D'HIVER.

Les débits d'hiver présentent à l'analyse des difficultés propres aux périodes froides:

1°/ Dans l'ordre des mesures, outre les difficultés techniques, telles que gel des appareils, accès malaisé etc... qui rendent les observations plus rares et aléatoires, il faut noter que la faiblesse des débits rend les précisions difficiles : une approximation de 0.25 m3/s, acceptable l'été sur l'Arveyron de la Mer de Glace, ne l'est pas l'hiver où le débit vérie autour de 0.50 m3/s.

2°/ Une correction s'impose quand la température moyenne est voisine de 0° et s'applique donc à la partie du bassin voisine de l'isotherme 0° tout le long de l'année.

Lorsque la température moyenne est de -1°, il n'est pas sûr que la fusion soit nulle : cette moyenne peut résulter d'une température maximale de +4° et d'un minimum de -6°. L'apport de chaleur doit d'abord ramener la température de surface de la neige ou de la glace à 0°; elle peut ensuite provoquer une certaine fusion. Mais cette eau de fusion ne va-t-elle pas regeler en profondeur dans la neige où elle percole?

De même les précipitations peuvent donner lieu à un écoulement liquide si elles ont lieu pendant les jours et les heures de température positive. La ventilation entre précipitations liquides et solides est facile à la station : il n'en est pas de même en altitude. Jusqu'où pleut-il, et à partir de quelle altitude cette pluie ruisselante peut-elle atteindre l'émissaire ?

3°/ Dans la détermination des températures, le phénomène d'inversion qui a lieu l'hiver en fond de vallée, est sensible; il l'est à Chamonix et c'est pourquoi la station du Tour, plus haute en altitude, a été choisie.En automne, la nébulosité plus fortedans les vallées contribue à diminuer le rayonnement nocturne, à freiner le refroidissement, et à augmenter le gradient.

4°/ D'autre part on a vu (chapitre X) que le débit que l'on peut attribuer à la fusion sous-glaciaire dûe au frottement et au flux géothermique, peut être évalué de 3 à 5 l/s/km2, ce qui donne pour l'Arveyron de la Mer de Glace un débit de 0.12 à 0.20 m3/s. Ce débit serait constant toute l'année ; l'été il parait presque négligeable dans le grand flot de la fusion ; l'hiver sa contribution est substantielle. De plus l'eau lentement drainée des masses de névés, des crevasses, des poches d'eau, des cavités capillaires, assure une alimentation qui diminue au cours de l'hiver.

Il semble donc que l'on puisse chiffrer ainsi les divers éléments qui forment les débits d'hiver :

-les précipitations tombées à l'état liquide peuvent être comptées jusqu'à l'altitude moyenne de l'isotherme0°. Mais au dessus, on ne comptera que la part des précipitations tombées par les jours de température positive, soit pour la période 1954-1964 :

novembre :	31 mm	tombés par température moyenne de	+ 3°5
décembre :	24 mm	-	+ 1°5
janvier :	28 mm	-	+ 2°
février :	10 mm	-	+ 2°
mars :	21 mm	-	+ 3°

-la fusion de la neige, très réduite en hiver , ne sera comptée qu'à partir de mars jusqu'à 1500 m. et pendant les quelques jours de température positive.

-la fusion sous-glaciaire sera comptée comme constante et évaluée à 0.20 m3/s pour l'Arveyron de la Mer de Glace.

-le débit résiduel sera attribué à l'écoulement retardé depuis l'été par un cheminement hypodermique.

Le tableau n° 46 rassemble ces différentes données :

Débits d'hiver de l'Arveyron de la Mer de Glace:(fig.n°86)

m3/s	Précip.liq.	Fusion N.	Fusion ss-gl	Evapor.	Ecoul.retardé	Total mesuré
novembre	0.67		0.14+0.20	0.03	0.32	1.30
décembre	0.09		0.20	0.03	0.71	0.97
janvier	0.02		0.20	0.02	0.51	0.71
février	0.01		0.20	0.02	0.43	0.62
mars	0.09	0.09	0.20	0.02	0.36	0.72

Pour retrouver la valeur des débits mesurés à la station, il faut donner à l'écoulement retardé une valeur comprise entre 0.32 et 0.71 m3/s. Or nos reconstitutions des débits d'été se soldaient par un léger excédent, or cet excédent doit être augmenté des 0.20 m3/s de fusion sous-glaciaire qui est constant toute l'année et doit donc être ajouté aux mois d'été: on retrouve alors à peu de chose près la valeur de cet écoulement retardé pendant les cinq mois d'hiver.

Il est difficile de cerner la réalité de plus près. En conclusion, il semble possible de donner cette composition des débits d'hiver des rivières de la Haute Arve :

Fusion sous-glaciaire	3 à 5 1/s/km2
Précipitations liquides	5 l/s/km2
Fusion neige de surface	2 l/s/km2
Ecoulement retardé	6 à 8 1/s/km2.

IV.DIFFERENTS MOYENS DE CONTROLER LES CALCULS PRECEDENTS:

La part d'hypothèses dans ces calculs est assez grande pour que l'on ressente le besoin de les contrôler : on pourrait objecter qu'en augmentant certains facteurs et en en diminuant d'autres, un aussi bon résultat serait éventuellement possible. Or, heureusement il existe plusieurs moyens de contrôler les uns et les autres.

1°/ Contrôle de la fusion glaciaire.

Nous avons vu (chapitre VII) que la fusion de la glace s'effectue en corrélation avec l'altitude selon un gradient d'ablation qui a été mesuré bien souvent. Le gradient d'ablation annuelle est d'1 m. environ par 100 m. d'altitude. L.REYNAUD a trouvé sur la Mer de Glace 0.96 et 0.82. Sur le glacier d'Argentière on a trouvé 0.98. Il est aisé de calculer le gradient d'ablation que donne notre estimation de la fusion glaciaire : on totalise, par tranche d'altitude le volume de glace perdu par le glacier pendant toute la période d'ablation. On trouve en mm. de valeur en eau :

Tableau n° 47: Volume de glace perdu pendant la décennie 1954-1964

Altitude	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	Total
1500-1600	1022	2289	2864	2755	2289	1302	720	13.241
1600-1700	441	2100	2690	2604	2142	1150	612	11.739
1700-1800	189	1911	2516	2453	1994	998	313	10.374
1800-1900		1510	2342	2302	1846	846	144	8.990
1900-2000		945	2191	2151	1698	716	34	7.735
2000-2100		469	2039	2018	1550	586		6.662
2100-2200			1848	1888	1428	367		5.531
2200-2300			1205	1757	1301	210		4.473
2300-2400			851	1627	1174	63		3.715
2400-2500			539	1497	1047	12		3.095
2500-2600			268	1278	920			2.466
2600-2700				877	819			1.696
2700-2800				535	714			1.249
2800-2900				157	507			664
2900-3000					168			168

Depuis la base du glacier jusqu'à la ligne d'équilibre, de 1500-1600 à 2900-3000 m., le gradient est de 0.93 m. par 100 m. Ce chiffre correspond bien aux valeurs trouvées par ailleurs par des mesures prises sur le glacier même. Dans les 500 premiers mètres, il est de 1.31 m. et dans les 1000 premiers de 1.07. Il diminue donc avec l'altitude, comme le gradient des températures, mais moins vite que ce dernier, car sa diminution est amortie par la durée du manteau neigeux qui croit avec l'altitude et réduit le temps d'ablation.

Dans un article, (Fr.GAUDET 1967) j'avais fait part de mes premières recherches, qui m'avaient amenée à prendre comme valeurs moyennes des coefficients d'ablation de neige et de glace, 4.5 et 6. Cela donnait un gradient d'ablation assez faible, de 0.73, peu satisfaisant. Plus tard, ayant eu connaissance de la rectification que les glaciologues suisses ont fait sur les chiffres de ZINGG, (5 au lieu de 4.5) j'ai pris pour K et K' respectivement 5 et 7. Le gradient devient 0.93, bien plus acceptable et d'autre part les autres calculs s'ordonnent avec plus de vraisemblance.

Dans les Pennines, A.BEZINGE (1971) a trouvé les valeurs suivantes pour la glace:

1 km2 de glacier à 2500 m. fournit 4.5 mio m3 d'eau
- à 2600 m. 3.8 -
- à 2700 m. 3 -

Sur la Haute-Arve, les mêmes calculs donnent les valeurs suivantes :

1 km2 de glacier à 2250 m. fournit 4.47 mio m3 d'eau
- à 2350 m. 3.71 -
- à 2450 m. 3.09 -

Il est difficile de comparer ces chiffres qui ne se rapportent pas à la même période. On voit là pourtant une tendance assez explicable : les vallées des Pennines sont plus chaudes, plus sèches et plus ensoleillées que la vallée de Chamonix; le manteau neigeux y est certes plus mince et donc la fusion glaciaire doit être plus prononcée. Nous avons vu que la ligne d'équilibre est de 250 à 300 m. plus haut : on a donc bien le même volume de fusion de glace à la même distance de la ligne d'équilibre.

2°/ Contrôle de la fusion glaciaire par le bilan:

Un deuxième moyen de contrôle est donné par le calcul du bilan du glacier. On a vu (chap.IX) que le bilan de la Mer de Glace avait pu être établi par la méthode hydrologique pour la décennie étudiée, et qu'il était de -78 mm., soit qu'une lame répartie sur toute la surface du glacier de 78 mm. de valeur en eau avait été perdue en moyenne chaque année pendant cette période.

Calculons le volume total moyen de glace fondue annuellement pendant cette période, tel que nous le proposons dans les analyses précédentes :

Volume de glace fondu dans la zone d'ablation

	en m3 d'eau	en mm.
mai	215.180	5
juin	3.081.100	79
juillet	12.930.818	334
août	19.828.450	520
septembre	17.835.200	469
octobre	3.151.010	83
novembre	377.400	9
total	56.991.628	1499

On trouve un total de 57 millions de m3 d'eau de fusion, soit une lame de 1.50 m. répartie sur tout le glacier.

D'autre part calculons le volume d'eau accumulé dans toute la zone d'accumulation pendant l'année. Si l'on suppose que le gradient des précipitations est régulier jusqu'à 4200 m. altitude maximale du bassin de l'Arveyron de la Mer de Glace, on peut calculer les précipitations à l'altitude moyenne du bassin, soit 2780 m. et de là le volume tombé de 2800 m. à 4200 m.

Cela donne un total annuel de 104 millions de m3 d'eau. Mais de ce volume une partie est tombée à l'état liquide et a ruisselé vers l'aval, une autre a fondu ; nous avons calculé pour toute la saison chaude au-dessus de 2800 m. 22 millions de m3 d'eau ruisselée et 28 millions d'eau de fusion nivale. Il reste donc 54 millions d'eau retenue par l'accumulation qui donne par km2 de glacier une lame de 1.42 m.

Le déficit est de: 1.50 - 1.42 = 0.08 ou 80 mm.

Une méthode de calcul donne un déficit de 78 mm., l'autre de 80 mm. L'approximation est excellente. Puisqu'on a adopté le même gradient des précipitations pour les deux calculs, la différence ne peut jouer que sur l'altitude à laquelle la fusion et l'écoulement liquide s'effectuent ; nous avons tenu compte de ce contrôle pour rectifier les premiers essais tentés.

Si nous effectuons le même calcul pour une seule année , soit 1965, et non une année moyenne, on obtient les chiffres suivants :

-volume de glace perdu	40.3 mio m3 d'eau
-accumulation	109.6
-perte au-dessus de 2800 m.	44.7
-accumulation résiduelle	64.9

Bilan = 64.9 - 40.3 = 24.6 soit 640 mm.

Le calcul du bilan avait donné + 588 mm. nous trouvons +640 mm.; l'approximation est moins bonne que pour la décennie mais encore très acceptable pour une année particulière. Elle reste inférieure à 10 %.

Ce deuxième contrôle permet donc de considérer comme proches de la réalité les limites du bassin en état d'écoulement liquide qui ont été adoptées dans les analyses précédentes.

3°/ Contrôle de la fusion de la neige :

Un troisième contrôle possible s'applique à la fusion de la neige. Enn effet pour chaque tranche d'altitude, le total des précipitations doit être égal à la somme des précipitations tombées à l'état liquide et des précipitations

tombées à l'état solide, puis fondues et donc comptées ultérieurement comme fusion nivale; mais ceci n'est vrai que dans la zone d'ablation. En zone d'accumulation, il doit rester un surplus de neige non fondue, et accumulée.

Tab.N°48 Les précipitations liquides ont été calculées, comme suit :

Mois	12/ 1400	14/ 1600	16/ 1800	18/ 2000	20/ 2200	22/ 2400	24/ 2600	26/ 2800	28/ 3000	30/ 3200	32/ 3350
janvier	26										
février	9										
mars	103										
avril	75	81	88	93							
mai	98	106	114	122	130	149	141				
juin	121	131	141	151	162	172	182	193	203	213	
juillet	131	142	153	164	175	186	197	209	220	231	242
août	143	155	167	170	192	204	216	228	241	253	265
septembre	92	99	107	115	123	130	138	146	154	162	171
octobre	82	88	95	102	108	116	123	130	137		
novembre	82	88	95	37	39	42	44	47			
décembre	23	25	27								
	988	915	987	963	930	989	1041	953	955	859	678

La fusion de la neige est ainsi établie :

mars	40										
avril	235	240	285	135							
mai				292	387	217	62				
juin					157	450	570	435	300	150	
juillet							162	605	666	496	325
août									215	480	310
septembre											150
	275	240	285	417	544	667	794	1040	1181	1126	786

On obtient alors :

Préc.totales	1511	1624	1732	1851	1970	2089	2208	2326	2445	2564
Préc.liquides	915	987	963	930	989	1041	953	955	859	678
Fusion neige	240	285	417	544	667	794	1040	1181	1126	786
Pr.l.+Fus.N	1155	1272	1380	1474	1656	1835	1993	2136	1985	1463
P.L.+Fus.N+Evap.	1572	1659	1736	1799	1950	2095	2223	2332	2147	1591
Reste	+61	+35	+4	-52	-20	+6	+15	+6	-298	-973

Jusqu'à l'altitude 2800/3000, les calculs tombent donc juste avec des approximations de + ou - 4 %. A partir de 3000 m. il reste des quantités de neige croissantes avec l'altitude, par rétention.

Ce troisième contrôle permet de vérifier que, à chaque tranche d'altitude, les calculs ont bien respecté les quantités capables d'être écoulées ou fondues.

Il s'avère donc que la marge d'imprécision est faible dans les analyses des débits glaciaires effectuées sur une période décennale. Les évualations doivent répondre à des exigences dans plusieurs sens :

-le total mensuel doit se retrouver dans le débit mesuré

-le total annuel d'eau de fusion glaciaire doit donner une valeur acceptable pour le gradient d'ablation.

-le total annuel à chaque tranche d'altitude de l'écoulement attribué au ruissellement pluvial ou à la fusion de la neige ne doit pas dépasser le total des précipitations.

Il ne s'agit donc pas d'évaluations arbitraires, qui pourraient facilement être modifiées: on s'aperçoit au fur et à mesure des calculs qu'un seul chiffre répond à toutes ces exigences et sa marge d'approximation ne dépasse pas + ou - 10 %.

V. ANALYSE DES DEBITS D'UNE RIVIERE NIVO-GLACIAIRE:

L'analyse des débits d'été de l'Eau de Bérard, rivière à régime nivo-glaciaire la plus voisine de la Haute-Arvé n'a pu être effectuée pour la même période que les rivières précédentes; les observations hydrologiques ne débutent qu'en 1956. (fig.n°87)

Pour la décennie 1956-1966, légèrement plus froide, avec des étés un peu plus secs et des hivers plus arrosés, on a l'analyse suivante :

m3/s	Précip.liq.	Fusion N	Fusion Gl	Evapor.	Débit calculé	Débit mesuré	Erreur m3/s	Erreur %
Avril	0.16	0.30	-	0.03	0.43	0.51	-0.08	-15
Mai	0.71	1.17	-	0.10	1.78	1.85	-0.07	-3
Juin	1.32	2.79	-	0.28	3.83	3.72	+0.11	+3
Juillet	1.60	2.09	0.17	0.31	3.55	3.40	+0.15	+4
Août	1.61	0.38	0.84	0.30	2.53	2.61	-0.08	-3
Septembre	1.05	-	0.67	0.29	1.43	1.48	-0.05	-3
Octobre	0.85	-	0.01	0.20	0.66	0.63	+0.03	+4

VI.RECONSTITUTION D'UNE RIVIERE ULTRA-GLACIAIRE :

Le glacier des Bossons-Taconnaz, qui descend des flancs mêmes du Mont Blanc, très proche voisin de la Mer de Glace, n'a pas donné lieu à des observations hydrologiques et son émissaire n'est pas mesuré. Il semble qu'on puisse lui appliquer notre méthode d'analyse en prenant tous les éléments de calcul de la Mer de Glace; nous retrouverons un débit fictif, sur lequel il faut faire naturellement beaucoup de réserves, mais qui pourra donner quelques vues sur ce glacier dont l'altitude moyenne est beaucoup plus forte que ses voisins.

Pour la décennie étudiée (oct.1954- sept.1964) on a les chiffres suivants :(fig.n°87)

m3/s	:Précip.liq.	Fusion N.	Fusion glace	Evapor.	Débit
Avril	0.13	0.58	0.02	0.06	0.67
Mai	0.31	0.40	0.11	0.09	0.71
Juin	0.83	1.07	0.53	0.18	2.25
Juillet	1.01	1.14	1.30	0.23	3.22
Août	1.10	0.55	2.12	0.23	3.54
Septembre	0.68	0.08	1.85	0.20	2.41
Octobre	0.46	-	0.34	0.08	0.72

Comme on pouvait s'y attendre, cet émissaire des Bossons a un régime ultra-glaciaire , avec un débit de septembre supérieur à juin et celui d'août nettement supérieur à celui de juillet. Mais il faut attendre que des mesures viennent confirmer ces suppositions et n'en rien conclure.

VII. CONCLUSIONS

L'essai d'analyse des débits glaciaires parait concluant. Les résultats sont particulièrement bons pour l'Arveyron de la Mer de Glace, pour les années froides aux précipitations également distribuées, pour les longues périodes. Les contrôles effectués ont permis de préciser les valeurs qui restaient incertaines. Il semble qu'avec une certaine sécurité l'on puisse tirer de ces calculs un petit nombre de conclusions sur le problème posé, soit la part respective des flots d'origine différente dans les débits des rivières à régime glaciaire.

1°/ Période décennale (oct.1954-sept.1964)

La part des précipitations liquides dans les moyennes décennales varie peu au cours de l'été et se maintient entre 30 et 36 % sur l'Arveyron de la Mer de Glace, 31 à 38 % sur celui d'Argentière. Une rivière nivo-glaciaire comme l'Eau de Bérard, ayant un bassin plus bas, a une part plus forte en été (40 à 60 %). Une rivière ultra-glaciaire comme l'émissaire des Bossons aurait au contraire une part moins forte (26 à 36 %).

La part de la fusion nivale, forte en avril, 67 %, diminue progressivement au cours de l'été: elle atteint en juin 54 % à l'Arveyron de la Mer de Glace et 57 % sur celui d'Argentière; elle n'est plus que de 40 et 56 % en juillet pour ces deux rivières, 22 et 26 % en août et 3 % en septembre. Sur la rivière nivo-glaciaire; elle dépasse 60 % d'avril à juin, est encore de 54 % en juillet 13 % en août, puis disparait. Elle est plus faible sur l'émissaire des Bossons, n'atteint pas 50% en mai et juin et passe de 33 % en juillet,à 15 % en août et 3 % en septembre.

La part de la fusion glaciaire, à l'inverse, croit régulièrement au cours de l'été : elle apparait le plus tôt sur les glaciers qui descendent le plus bas (3 % en avril sur les Bossons), le plus souvent en mai et est encore faible en juin, 2 % sur l'Arveyron de la Mer de Glace et 6 % sur celui d'Argentière. Elle atteint 45 et 37 % en août et 65 et 61 % en septembre où elle vient prendre le relais de la fusion nivale défaillante. Elle est plus forte encore sur les Bossons (56 % en août et 71 % en septembre). Elle n'atteint pas 40 % en septembre sur l'Eau de Bérard.

Pour la période d'ablation, d'avril à octobre, on a donc, pour l'Arveyron de la Mer de Glace, les parts suivantes :

Fusion glaciaire	27 %
Fusion nivale	35 %
Ecoulement pluvial	37 %

soit donc pour la fusion près des 2/3 des débits d'été; mais la fusion glaciaire n'entre que pour un quart. Il faut que le bassin soit plus englacé pour que la fusion de la glace dépasse le tiers du débit annuel (Bossons 35 %).

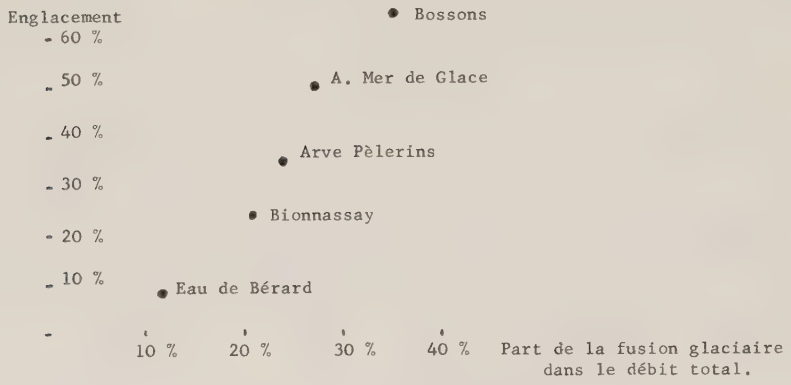
Ces différents résultats permettent d'établir une corrélation entre le taux d'englacement du bassin et la part de la fusion glaciaire dans les débits des 7 mois d'été pour certaines rivières :(fig.n°88)

	Englacement	Part de la fusion glaciaire
Eau de Bérard	8 %	11 %
Bionnassay	24 %	21 %
Mer de Glace	50 %	27 %
Bossons	65 %	(35) %
Arve Pèlerins (COUTAGNE)	33 %	20 à 25 %

Le graphique montre une relation presque linéaire entre les deux phénomènes. En extrapolant, on obtiendrait pour un englacement de 80 % , qui est un chiffre maximum, une part de fusion glaciaire encore inférieure à 50 %. Mais il faut bien noter que ces valeurs ne sont calculées que pour des glaciers très voisins de la Haute Arve. On obtiendrait probablement d'autres chiffres pour les Pennines. Notons toutefois que Mme STCHEGLOVA (1961) donne pour les stations les plus élevées du Pamir un chiffre qui ne dépasse pas 42 %. Et nous avons vu que REID et PATERSON (1973) concluent à une alimentation glaciaire de 35 % sur l'émissaire du glacier Athabasca (Canada) dont le bassin a un englacement de 68 %. Peut-être cette relation est-elle valable dans un domaine assez large ?

Pour comparer les deux Arveyrons, on ne peut considérer que les 4 mois de juin à septembre. On a alors :

Fig.n°88. Taux d'englacement et part de la fusion glaciaire dans le débit



	Arveyron Mer de Glace	Arveyron Argentière
Fusion glaciaire	38 %	29 %
Fusion nivale	30 %	36 %
Ecoulement pluvial	32 %	35 %

Nous avons déjà vu que, par suite de sa grande extension en zone d'ablation, la Mer de Glace est plus soumise à la fusion que son voisin qui est, par contre, plus exposé aux pluies et à l'enneigement. Nos calculs permettent de donner plus de précision à cette affirmation. Pendant la décennie étudiée, octobre 1954-septembre 1964, la Mer de Glace est presque en état d'équilibre, très légèrement négatif; or elle a perdu par la fusion 31 Mm3 de glace (valeur en eau) entre les altitudes 1900 et 2300 m., 11 Mm3 en dessous de de 1900 m. et 17 Mm3 de 2300 à 3000 m. Pendant ce même temps, le glacier d'Argentière a perdu 4 Mm3 jusqu'à 1900 m., 2 Mm3 de 1900 à 2300 m. et 11 Mm3 de 2300 à 3000 m. Argentière a perdu en tout 17 Mm3 et la Mer de Glace 59 Mm3, alors que leurs surfaces,en dessous de la ligne d'équilibre , sont respectivement de 10 et 20 km2. Pour une surface moitié moindre, Argentière perd moins du tiers de volume de glace. On comprend aisément les divergences dans l'évolution de ces deux glaciers.

Il est intéressant de noter d'autre part que la somme fusion nivale + fusion glaciaire, est plus forte en juillet qu'en août sur les deux Arveyrons: 11.34 m3/s au lieu de 10.94 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, 5.04 m3/s au lieunde 4.19 sur celui d'Argentière. Ce sont donc les précipitations qui par leur supériorité en août (153 mm contre 140 mm en juillet) donnent un débit plus fort en août sur cette décennie. Comme on le présageait, la priorité d'août n'est pas une référence suffisante pour classer les régimes dans des montagnes bien arrosées comme celles-ci. M.PARDE (1955) a trouvé le même phénomène dans les rivières glaciaires du Caucase, dont le maximum d'août serait dû plus aux précipitations qu'à la fusion.

Enfin on peut confirmer qu'n année moyenne, pour avoir un gros chiffre de fusion glaciaire dès juin, il faut que le glacier s'étende largement en dessous de 2100 m. comme la Mer de Glace qui couvre alors une surface quatre fois plus grande que le glacier d'Argentière. En juillet les surfaces au-dessous de 2600 m. sont attaquées par la fusion : or de 1800 à 2300 m. la Mer de Glace étend 5 km2 de glace, soit 10 fois plus que son voisin. En août la fusion joue jusqu'à 2800 m. et en septembre jusqu'à 3000 m. Argentière couvre alors une surface égale à la moitié de celle de la Mer de Glace.

Pour compléter ce que l'étude des surfaces cumulées des glaciers laissait prévoir (chap.II) on peut prévoir une forte fusion glaciaire :

-en juin sur le glacier d'Aletsch, mais pas sur le Gorner

-en juillet, Aletsch dépasse encore beaucoup le Gorner

-en août , lafusion glaciaire commence à être forte au Tour, à Saleinaz aux Bossons et au Gorner.

-en septembre, tous sont attaqués et la fusion atteint alors les surfaces les plus étendues de la plupart des glaciers.

2°/ Composition des débits selon quelques années particulières:

La fusion glaciaire peut atteindre des chiffres très élevés en année sèche et chaude. En 1964, elle a atteint sur l'Arveyron de la Mer de Glace 19 % du débit en mai (34 mm), 30 % en juin (220 mm); 63 % en juillet (492 mm), 63 % en août (434 mm) et 71 % (275 mm) en septembre. Là encore pour l'année la plus chaude de la décennie la fusion glaciaire est plus forte en juillet qu'en août. Sur l'Arveyron d'Argentière, les parts de juin, juillet et août sont de 30, 63 et 71 %, soit 164 mm, 533 mm et 463 mm. En août 1962 , la fusion glaciaire occupe 58 et 62 % sur les deux Arveyrons et 61 % sur le Tour, soit 417 mm, 460 mm et 490 mm.

Il est probable qu'une plus forte fusion glaciaire s'est produite dans les années très chaudes et sèches 1928, 1942, 1943, 1944 et 1949, et surtout 1947 où l'ablation a battu tous les records à Sarennes et à Aletsch.

En été froid, la part de la fusion glaciaire est faible ; elle ne dépasse pas 35 % en août (145 mm) et septembre (91 mm) 1960 sur l'Arveyron de la Mer de Glace et 28 % sur celui d'Argentière, soit 150 et 50 mm. En août et septembre 1965, elle n'atteint que 39 et 43 %, soit 196 mm et 83 mm, sur l'Arveyron de la Mer de Glace, 23 et 30 % soit 162 et 50 mm sur l'émissaire d'Argentière, 13 et 20 % (103 et 42 mm) sur le Bionnassay et 20 %(145 et 23 mm) au Tour.

La fusion nivale est d'autant plus abondante que la température est plus haute, mais sa disparition n'en est que plus rapide. Elle est abondante après un hiver arrosé et faible après un hiver sec. Elle a fourni les 2/3 du débit en mai 1960, 1963 et 1965 et seulement 1/3 en juin 1964, soit écouler une lame de 75 à 100 mm en mai et une lame de 160 mm en juin. En juillet elle peut fournir la moitié du débit avec une lame de 380 mm (1963) ou seulement 15 % du débit avec une lame de 71mm. En août 1962, elle écoule encore 220 mm et le tiers du débit et en août 1964 seulement 3 % du débit et 21 mm.

Les précipitations tombées à l'état liquide fournissent le plus souvent entre 30 et 40 % du débit total. Mais leur part peut atteindre et dépasser 60 % si l'été est froid et arrosé, avec une fusion très réduite. De même en été sec, elles peuvent ne prendre que 20 % du débit à leur actif (juillet 1964) ou même 10 % (août 1962). La lame écoulée, qui est en moyenne de 110 à 130 mm en juin et en septembre sur l'Arveyron de la Mer de Glace, est de 130 à 160 mm sur celui d'Argentière. Mais la lame écoulée a été de 170 mm sur le premier et de 220 mm sur le second pendant ces mêmes mois de 1960. Elle n'a atteint que 62 mm en

juin 1965 sur l'Arveyron de la Mer de Glace et 70 mm sur celui d'Argentière.

En juillet et août 1960, les pluies ont fourni 260 et 320 mm dans l'écoulement de l'Arveyron de la Mer de Glace, 307 et 338 mm dans le débit de son voisin, alors que les valeurs moyennes se trouvent près de 170 mm et 200 mm pour ces deux rivières pendant ces deux mois. Août 1962, le plus sec de la décennie, n'a eu qu'un débit pluvial de 75 mm sur les deux Arveyrons, ainsi qu'au Tour.

Dans cette décennie donc, on peut voir varier les débits dûs au ruissellement des pluies de 1 à 4 , comme les pluies dont ils sont issus; les débits dûs à la fusion glaciaire varient de 1 à 3, car les températures sont plus régulières que les précipitations; quant aux débits fournis par la fusion nivale, qui dépend plus étroitement des deux facteurs à la fois, ils peuvent varier de 1 à 5.

3°/ Enfin, après l'analyse de quelques débits journaliers et de plusieurs crues, celle des débits moyens mensuels permet de confirmer avec une certaine sécurité les limites entre lesquelles varient les éléments du climat, avec une marge d'erreur qui ne doit pas dépasser 10 %.

Les coefficients d'ablation de la neige et de la glace exigés par les calculs varient entre 4.5 et 6 pour les années froides et peu ensoleillées, et 5.5 et 7.7 pour les années chaudes, à fort rayonnement. La valeur moyenne parait se situer pour cette décennie et pour le bassin de la Haute-Arve, à 5 mm pour la fusion nivale et 7 mm pour la fusion glaciaire.

Quant au gradient des précipitations, la valeur d'1/25ème du total de la station par 100 m. d'altitude donne des résultats plausibles; nous n'avons pas eu à le modifier, comme nous l'avions supposé.

Par contre les débits sont très sensibles à l'inégalité de la distribution des précipitations dans l'espace. La station du Tour parait être assez protégée et ne peut servir de référence sans correction pour les glaciers les plus exposés, tels que celui du Tour ou d'Argentière.

Enfin ces analyses vont permettre de discerner, dans le chapitre suivant, avec un peu plus de précision, ce qu'il adviendrait des débits des rivières glaciaires, dans l'éventualité de variations du climat.

CHAPITRE XIV

FLUCTUATIONS CLIMATIQUES, VARIATIONS DES MASSES GLACIAIRES ET VARIATIONS DES DEBITS DES EMISSAIRES

Les analyses précédentes donnent sur la composition des débits glaciaires des précisions d'autant plus utiles qu'elles vont permettre d'aller plus loin dans la réflexion et de chercher une réponse aux questions suivantes:

-Comment les débits des émissaires des glaciers réagissent-ils aux fluctuations climatiques de courte et de longue durée ?

-Y a-t-il une relation entre les variations de ces débits et les variations de masse des glaciers dont ils sont issus, et qui enregistrent, eux aussi à leur manière, les fluctuations climatiques ?

Avant d'aborder ces questions, il faut recueillir quelques données sur ces fluctuations climatiques elles-mêmes et sur leur ampleur.

I. FLUCTUATIONS CLIMATIQUES RECENTES

Les modifications du climat ont fait l'objet de recherches variées et minutieuses depuis le siècle dernier : de nombreux travaux de toutes sortes, basés sur la géologie et la morphologie, sur la botanique et la dendrochronologie, sur la glaciologie et sur l'astronomie, ont été menés dans toutes les régions du globe, pour en découvrir les causes et les mécanismes. De toutes ces recherches retenons quelques faits utiles à connaitre pour nos rivières glaciaires, car ils

donnent des ordres de grandeur des phénomènes :

Depuis 3000 ans, c'est-à-dire depuis -1000 ans jusqu'à nos jours, s'il y a eu des hausses et des baisses de température, "aucune de ces fluctuations mineures n'a été capable de modifier durablement et profondément les diagrammes polliniques, de faire reculer la hêtraie, de faire revenir spontanément le noisetier en Suède centrale ou le chêne-vert en Normandie... Les écarts modestes que l'historien du climat doit considérer comme vraisemblables quant aux flucutations enregistrées lors des 2 ou 3 derniers millénaires... atteindraient 1°6 pour les périodes décennales, 0°4 pour les périodes quasi-séculaires". (E. LEROY-LADURIE, Histoire du climat depuis l'an mil. Paris 1967, pp.99-101)

Après une période plus tiède au Moyen-Age, une phase de refroidissement débute vers 1550, atteint son maximum au 17ème siècle : une série de documents témoignent alors d'une crue générale des glaciers alpins. Ceux-ci se gonflent, avancent leurs fronts dans la vallée, ils "sautent" du haut des moraines dans les champs cultivés et bousculent les habitations.

Depuis 1850, nous avons vu (chap.IV) que le réchauffement est général et affecte en particulier les températures estivales. La moyenne des températures de juin, juillet et août à Grand St Bernard et à St Gothard, qui est respectivement de 5°62 et 6°98 pour la période 1871-1900, passe à 6°25 et 7°52 pour la période 1930/1960. Les moyennes décennales les plus fortes, en 1941/1950, soit 6°8 à Grand St Bernard et 8°1 à St Gothard, dépassent d'environ 1° les moyennes de longue durée.

Quant aux précipitations, nous avons vu (chap. V) qu'elles augmentent depuis 1900 à Gd St Bernard, avec un fléchissement en 1941/1950. Une tendance de 1864 à 1959 sur la Suisse entière apparait également dans le sens d'une augmentation de 2 % environ (LUGEON, SCHUEPP et UTTINGER 1960). Dans les Pennines, A.BEZINGE (1971) mentionne un accroissement régulier de 3/1000 depuis 1851. Mais en même temps apparait une modification de la répartition saisonnière des précipitations, plus que de leur total. L'offensive de l'hiver, notée depuis 1910 est nette surtout dans les stations d'altitude depuis 1950.

Enfin depuis 1950, apparait une nouvelle tendance, dont on ne sait encore si elle sera de courte durée, ou un renversement du réchauffement séculaire. Les températures estivales baissent de 0°9 à Grand St Bernard, de 0°8 à StGothard et au Tour. Les pluies sont plus abondantes à Orny et au glacier d'Aletsch, plus abondantes l'hiver dans la Haute Arve, à Grand St Bernard, au St Gothard, dans le Haut Arc.

On peut donc dire que les fluctuations climatiques depuis 2 ou 3 siècles sont de faible ampleur; elles sont de durée variable sans qu'il soit

possible de déceler des cycles, comme on l'a longtemps cru. On ne peut donc en rien prévoir quelle sera la tendance des années et des siècles à venir.

II. FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET VARIATIONS DES GLACIERS.

Dès la découverte des périodes glaciaires du quaternaire, on a discerné des liens étroits entre la détérioration climatique et la croissance des glaciers, celle-ci apparaissant comme un témoin évident de celle-là. Et c'est en grande partie en s'appuyant sur l'histoire des glaciers que E.LEROY-LADURIE (1967) a pu reconstituer l'histoire du "climat depuis l'an mil".

De ces fluctuations climatiques, les glaciers sont des enregistreurs très sensibles. "Ils disposent d'un véritable pouvoir grossissant... L'effet glaciaire est particulièrement spectaculaire par rapport à sa cause climatique." (LEROY-LADURIE ,1967,pp.77-78). Pour un réchauffement moyen de 1°, bien difficiles à percevoir autrement que par des mesures fines dans les observatoires, certains glaciers ont perdu jusqu'à 25 % de leur surface.

Il est donc bien naturel que leurs variations soient mesurées, répertoriées et enregistrées dans tous les pays de montagne :

En France, le contrôle des glaciers français a commencé à la fin du siècle dernier et a été poursuivi par divers organismes (Club alpin fançais, service des Grandes Forces Hydrauliques, puis et surtout Eaux et Forêts). Une vingtaine des glaciers ont fait l'objet de mesures linéaires et de surfaces pendant près de 70 ans, et on veut espérer que l'interruption de cette belle série ne sera pas trop longue.

En Suisse, la Commission des glaciers de la Société Helvétique des Sciences Naturelles publie annuellement dans les "Variations des glaciers suisses" (Zürich) des observations sur les variations de longueur d'une centaine de glaciers et les variations de surface et de volume d'une dizaine parmi les plus grands.

En Italie, le Comité glaciologique italien publie dans son bulletin annuel de très nombreuses observations sur les variations de longueur et de surface de presque tous les glaciers alpins.

Nous allons rassembler ici quelques données sur les variations des glaciers répondant au réchauffement général depuis le début du siècle.

Le pourcentage des glaciers en crue sur le total des glaciers, observé en Suisse (KASSER 1970) est faible des 1892 à 1910, croit et atteint ou dépasse 50 % de 1910 à 1925; puis une longue période s'étende de 1927 à 1964 où le nombre des glaciers en crue est très faible, parfois nul, et ne dépasse jamais 25 %.

La mesure du recul linéaire des fronts des glaciers est la suivante en France (VIVIAN 1970) :

en mètres	1890-1969	1949-1958	1958-1967	1967-70
Tour	-900			
Argentière	-670	-330	-145	-6
Mer de Glace	-850	-210	-190	
Bossons	-600			
Taconnaz	-350			
Bionnassay	-210			

En Suisse, on a les reculs des fronts suivants, entre 1930 et 1955 :

Allalin	-750 m	Aletsch	-1350 m
Findelen	-1300 m	Z'mutt	-600 m
Gorner	-1150 m	Ferpècle	-520 m

En même temps l'altitude moyenne des fronts remonte de 90 à 100 m. pendant ces 25 années.

Les surfaces glaciaires sont mesurées sur les cartes anciennes et récentes et par des travaux sur le terrain.

En France , entre 1900 et 1956, 77 glaciers du Haut Arc et de la Haute Isère ont perdu 36 % de leur surface (H.VIVIAN 1971).

En Suisse, de 1875 à 1934 (MERCANTON 1958) les glaciers du bassin du Rhône jusqu'au Léman ont perdu 90 km2, soit 9.7 % de leur surface, ceux de l'Aar 17 km2 soit 10 %. L'ensemble des glaciers suisses a perdu en moyenne 4.8 km2 par an, soit près de 15 % de leur surface totale. De 1930 à 1955, les surfaces glaciaires des vals d'Herens et de Zermatt ont perdu 16.6 km2 sur 223, soit plus de 7 % (BEZINGE 1971).

En Italie, les glaciers du val d'Aoste ont perdu 20 % de leur surface en 68 ans (M.VANNI 1948). De 1929 à 1952, la surface glaciaire totale du val Ferret a perdu 11.2 %, le val Veni 10.4 % , le Grand Paradis de 13 à 17 %, le Valtournanche 27 % et la Valpelline 14.7 %.

Les variations de volume ont été calculées pour quelques périodes par les glaciologues suisses (P.KASSER 1967, A.BEZINGE 1971) :

	Période	par an en mio m3	par an et par km2 de glacier en mm
Aletsch	1926-47	-79	-545
	1899-1953	-53	-392
	1927-1957	-60	-454
	1939-1952	-93	-700
Mattmark	1932-1956	-6.8	-279
Gorner	1930-1955	-34.4	-557
Z'mutt	id	-9.2	-430
Findelen	id	-5.8	-285
Ferpècle	1933-1967	-5	-245

On a donc depuis le début du siècle jusqu'à 1950 un recul des fronts et un affaissement des surfaces des glaciers impressionnants, alors que les fluctuations climatiques sont nettes mais de faible ampleur.

Depuis 1950, la situation des glaciers a changé et ce mouvement de

recul parait momentanément ralenti et même suspendu. Depuis 1965, le nombre de glaciers suisses en crue augmente: de 5 en 1964 il passe à 12 en 1965, à 20 en 1967 , à 28 en 1968 et 1969, à 31 en 1970, 16 en 1971 et 38 en 1972.

Dans le massif du Mont Blanc, les fronts des Bossons et de Taconnaz se sont mis en marche les premiers. Depuis 1953 ils avancent régulièrement, comme en témoignent les impressionnantes photographies de P.VEYRET dans la Rev.Géo. alpine de 1971 (et R.VIVIAN 1971). La langue du Trient a suivi dès 1957; ainsi que celle du Tour; par contre Bionnassay, Tré-la-Tête , Argentière et la Mer de Glace reculent encore. Mais le tracé des profils établi régulièrement sur les dissipateurs montrent, après un long appauvrissement, une remontée du niveau au-dessus de 2000 m., soit de 4 m. en 6 ans, de 1964 à 1970 à Tré-la-Porte (2040m.) sur la Mer de Glace, et de 1 m. à la Bédière entre 1968 et 1969. A Argentière, la boutonnière de Lognan s'est refermée et les profils ont remonté de 7 à 8 m. entre 1960 et 1970.

Est-il possible de savoir ce qu'il est advenu des débits des émissaires des glaciers pendant cette évolution ?

III. FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET VARIATIONS DES DEBITS DES RIVIERES GLACIAIRES.

L'absence de mesures sur la Haute Arve avant 1950, et sur le Rhône valaisan depuis 1894 et surtout 1904 ne permet guère de répondre avec précision à la question précédente. Mais nous pouvons nous demander en premier lieu dans quelles limites auraient pu évoluer les débits des rivières que nous avons analysés, si, dans l'état actuel de la décennie 1954-1964, une année exceptionnelle était survenue, exceptionnelle soit par la température ou par les précipitations. Nous chercherons ensuite ce qu'il est possible de connaitre des conséquences hydrologiques des fluctuations climatiques de longue durée.

1°/ Débits possibles de l'Arveyron de la Mer de Glace dans la période actuelle : (débits mensuels)

Nous avons vu que l'alimentation des émissaires des glaciers est complexe et a trois sources principales, le ruissellement pluvial, la fusion nivale et la fusion glaciaire. La réponse que donnent aux modifications climatiques les débits, est différente selon qu'elles affectent l'un ou l'autre de ces écoulements.

Nous avons vu que sur l'Arveyron de la Mer de Glace, pendant la décennie oct.1954-sept.1964, la fusion glaciaire est responsable en moyenne de 27 % des débits d'été, d'avril à octobre (chap.XIII), la fusion nivale et le ruissellement pluvial se partageant les 73 % restants par parties à peu près égales. Selon les années nous avons vu que la part de la fusion glaciaire peut varier de 1 à 3, le débit de ruissellement de 1 à 4 et celui de la fusion nivale de 1 à 5.

Ces variations de débit correspondaient à des écarts de température de 13°3 à 15°8 et à des écarts de précipitations de 99 à 245 mm. au Tour.

Si une année exceptionnelle survenait dans les conditions générales de cette décennie, quels pourraient être les débits extrêmes de l'Arveyron de la Mer de Glace ? Pour obtenir un débit très puissant, deux conjonctures seraient possibles, comme nous l'avons vu pour les crues :

-un été très chaud dans une année très sèche, donnant une fusion glaciaire intense.

-ou bien, après un hiver hyperneigeux, un été très chaud coupé de violents orages : le ruissellement pluvial et la fusion nivale seraient les facteurs de l'abondance.

Par contre pour avoir un très faible débit, il faudrait une température très basse tout l'été.

Eté chaud et sec

Imaginons un été très chaud, avec des maxima au Tour de 25° et des minima de 11°, la température moyenne serait de 18°, soit 2° de plus qu'en août 1962 : ce n'est pas une hypothèse invraisemblable. Si l'hiver avait été aussi sec qu'en 1963-1964, la limite du manteau neigeux serait alors remonté jusqu'à 3200 et 3400 m. La fusion glaciaire donnerait en juillet et août un débit de 25 m3/s. Les pluies réduites à deux orages par mois , chacun de 20 mm au Tour, ne fourniraient que 2 à 3 m3/s auxquels s'ajouteraient 2 m3/s dûs à la fusion nivale, réduite. On aurait alors un débit de 30 m3/s pendant ces deux mois, soit 384 l/s/km2 ou 1127 mm de lame écoulée. En juin, le débit aurait été de 13 m3/s, soit 5 de fusion glaciaire, 4 de fusion nivale et 4 dûs au ruissellement. En septembre la glace fournirait encore 10 m3/s sur un total de 12 m3/s ou 380 mm.

Pour toute l'année, la lame écoulée serait de 3600 mm, la perte de volume de glace de 150 millions de m3 de valeur en eau; le bilan très déficitaire serait de - 4500 mm. environ. Donc pour un accroissement de 4° en été sur la température moyenne et une diminution des précipitations annuelles de 500 mm, le débit passerait de 2100 mm à 3600 mm et le bilan de la Mer de Glace de -78 mm à - 4500 mm.

En été 1947, année sèche et chaude par excellence, la Massa, émissaire du glacier d'Aletsch, a écoulé une lame de 3200 mm.

Eté chaud et humide

Supposons qu'il tombe en juin, juillet et août autant qu'il est tombé de pluies en juin et août 1963, soit 250 mm par mois, en plusieurs gros orages, alors que l'hiver qui précède cet été aurait été aussi arrosé qu'en 1965-1966.

Avec une température estivale de 16° au Tour, la fusion nivale donnerait 12 m3/s, la fusion glaciaire 8 m3/s et le ruissellement 10 m3/s. Le total serait également de 30 m3/s, mais avec une part très grande de la neige et de la pluie. Les pertes de glace seraient inférieures à la moyenne et le bilan moyennement déficitaire. Ainsi avec une augmentation des températures de 2° et une augmentation des précipitations annuelles de 50 % sur la moyenne, on aurait une augmentation du débit de 60 % et le bilan passerait de -78 mm à - 450 mm.

On peut penser que ce fut à peu près le cas en 1945: l'accumulation au bassin d'Aletsch fut de 2681 mm (moyenne 2080 mm). En même temps la Massa a écoulé une lame de 2564 mm (moyenne 2069 mm) et le bilan du glacier a été légèrement négatif (-142 mm).

Ete froid et sec.

Un record des faiblesses du débit exigerait un hiver sec et un été froid et sec. En 1955-1956, l'hiver a été le plus sec et le plus froid de la décennie (393 mm, moyenne 783 mm au Tour). Si l'été avait été aussi sec que 1962 (482 mm.) en restant froid, les débits d'été de l'Arveyron de la Mer de Glace n'auraient pas dépassé 9 m3/s. La faiblesse de l'accumulation n'aurait pas permis l'établissement d'un bilan largement positif, il ne serait que de +100 mm.

Donc avec une diminution des précipitations annuelles de 40 %, et une température estivale inférieure à la moyenne de 2°, on aurait une diminution du débit de 50 % et le bilan passerait de -78 mm à +100 mm. Mais si la température estivale restait inférieure à la moyenne de 2°, mais les pluies supérieures de 50 % à la moyenne, le débit alors serait accru de 10 % et le bilan serait largement positif, +850 mm.

En résumé, on peut tenir pour valables les résultats suivants :

En considérant les conditions actuelles des glaciers, on peut donner une fourchette aux debits mensuels possibles de l'Arveyron de la Mer de Glace : il est très peu probable que ces débits d'été soient supérieurs à 30 m3/s (384 l/s/km2 ou une lame de 1028 mm) et inférieurs à 8 m3/s (102 l/s/km2 ou lame de 273 mm.) Ces débits exigeraient une température estivale de 16 ou 18° au Tour pour les débits maximaux et de 10° pour les débits minimaux, avec des conditions de précipitations bien précises. Pendant la décennie 1954-1964, les variations extrêmes réalisées ont été de 22.9 m3/s en juillet 1964 et 10.05 m3/s en juillet 1954, avec des températures respectives au Tour de 16° et 12°.

2°/ Conséquences hydrologiques des variations de surface des glaciers:

Nous n'avons pas tenu compte dans le paragraphe précédent, ni dans le chapitre précédent, des variations de surface du glacier dans la décennie envisagée, car les valeurs de surface adoptées étaient celles de 1958, représentant assez bien la moyenne de la décennie 1954-1964. Mais pour une plus longue période le calcul doit être plus précis : l'accroissement ou la diminution de surface du glacier fait intervenir un élément nouveau dans la détermination des débits de l'émissaire.

En règle générale, en période de fort recul des glaciers, donc de bilans nettement déficitaires, les débits seront forts puisqu'ils sont augmentés des réserves ainsi disparues; et en période d'avance des glaciers et de bilans positifs, les débits seront faibles. Mais à mesure que le glacier perd de sa surface, les débits ultérieurs seront amputés: comme il a été déjà dit, il y a une sorte d'auto-régulation du glacier : en perdant ses parties basses plus exposées à la fonte, il se trouve dans une position de repli, moins exposée.

Nous allons évaluer la diminution du débit de l'Arveyron de la Mer de Glace par suite de la perte de surface glaciaire dans ces dernières années.

La surface de la Mer de Glace n'a pas été mesurée précisement en 1954 et en 1964, mais le glacier d'Aletsch pendant cette période a perdu 2.3 % de sa surface. On peut estimer que la Mer de Glace, plus exposée à la fusion a perdu 3 % de sa surface soit 1.1 km2. Cette perte affecterait surtout les parties basses, soit :

-entre 1500 et 1800 m. 0.2 km2 sur 0.59 km2 soit 33 %
-entre 1800 et 2400 m. 0.6 km2 sur 6.4 km2 soit 10 %
-entre 2400 et 3000 m. 0.3 km2 sur 13 km2 soit 2.5 %

Le tableau suivant donne les valeurs de diminution du débit glaciaire et du débit total pour une perte de surface de 3 %.

Mois	Débit glaciaire				Débit total			m3/s
	initial	perte	final	%	initial	final	%	
mai	0.08	0.05	0.03	-60	3.37	3.32	-1	
juin	1.18	0.22	0.96	-20	10.03	9.81	-2	
juillet	4.82	0.60	4.22	-12	15.31	14.91	-4	
août	7.40	0.47	6.93	-6	15.40	14.93	-3	
septembre	6.88	0.54	6.34	-7	9.45	8.89	-5	
octobre	1.19	0.19	1	-16	2.85	2.66	-6	
novembre	0.14	0.04	0.10	-28	1.30	1.26	-3	

Pour une perte de surface de 3 %, le volume d'eau de fusion glaciaire passerait de 57 à 52 millions de m3, soit une perte de près de 9 %; et le débit de mai à novembre diminuerait d'environ 3 ou 4 %. Mais il est évident qu'il n'est pas possible de déceler cette diminution du débit entre le début et la fin de la décennie, les conditions climatiques d'une année ne répétant jamais l'état de la moyenne.

Nous pouvons faire le même calcul pour une plus forte diminution de surface du glacier ; on sait que de 1939 à 1958 la Mer de Glace est passée de 44.22 km2 à 38.73 km3, soit une perte de 3.49 km2 ou 8 %. Nous allons chercher de combien le débit moyen de l'Arveyron de la Mer de Glace devait être à supérieur à celui de 1958 (soit de la moyenne de la décennie 1954-64), vers 1939, en supposant que les conditions climatiques en 1939 étaient celles de la décennie suivante.

Mois	Débit glaciaire				débit total		en m3/s
	initial	gain	final	%	initial	final	%
mai	0.08	0.06	0.14	83	3.37	3.43	+ 2
juin	1.18	0.60	1.78	50	10.03	10.63	+ 6
juillet	4.82	1.67	6.49	34	15.31	16.98	+10
août	7.40	1.96	9.36	26	15.40	17.36	+12
septembre	6.88	1.65	8.53	24	9.45	11.1	+17
octobre	1.19	0.46	1.65	38	2.85	3.31	+16
novembre	0.14	0.10	0.24	71	1.30	1.40	+ 7

Pour une augmentation de surface de 8 %, le volume d'eau de fusion glaciaire pendant toute la période d'ablation passerait de 57 à 74 millions de m3, soit une augmentation de 31 %. Le débit total de mai à novembre augmenterait en moyenne de 10 %.

La figure n°89 rassemble les débits de l'Arveyron de la Mer de Glace de la décennie oct.1954- sept.1964 et le débit reconstitué de 1939 : on voit les modifications survenues au régime entre ces deux périodes : la prédominance de la fusion glaciaire d'août sur juillet se manifeste dans le débit total. De même le débit global de septembre est supérieur à juin : le type ultra-glaciaire est net vers 1939 alors qu'il fait place ensuite au régime glaciaire normal.

Les données anciennes des cours d'eau suisses, transcrites sur les fig.n° 90 et 91 montrent aussi une atténuation des caractères glaciaires:

Entre les périodes 1894-1903 et 1894-1928 le Rhône à Gletsch voit le caractère s'affirmer, les hautes eaux augmenter et les débits de juin et septembre diminuer. Au contraire, le régime de 1956/1970 a des chiffres plus bas partout. De mai à novembre la diminution est de 18 % entre les 2 périodes.

Sur la Massa, entre les 3 périodes 1923-28, puis 1923-28 et31-38, puis 1923-28 et 31-70, on voit juillet août et l'hiver baisser, alors que mai juin et octobre croissent. Mais septembre n'est supérieur à juin qu'en 1923-28 et inférieur depuis : le régime glaciaire s'affaiblit. Le débit total est presque constant, mais l'organisation saisonnière évolue. Or entre 1923-1928 et 23-70, il a perdu 7 km2 soit près de 5 % de sa surface.

C. P.PEGUY (1958) a calculé qu le recul du glacier de St Sorlin, qui a perdu 30 % de sa surface entre 1905 et 1957, a fait perdre au débit de son

FIG. Nº 89. Débit mensuel de l'Arveyron de la Mer de Glace.

J F M A M J Jt Ao S O N D

——— Débit moyen décennie oct.1954-sept.1964

-------- Débit calculé vers 1939.

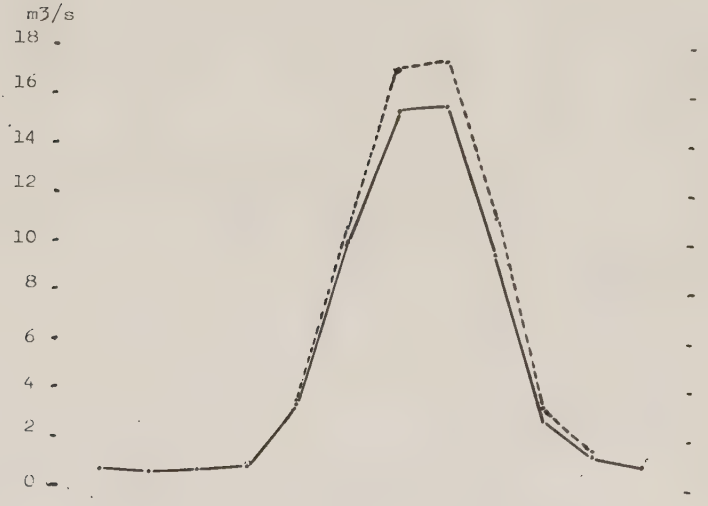
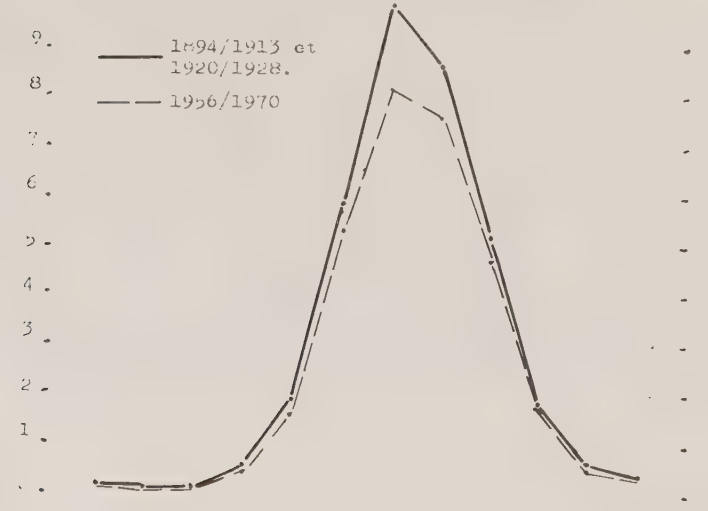


FIG. Nº90. Débits au Rhône à Gletsch.



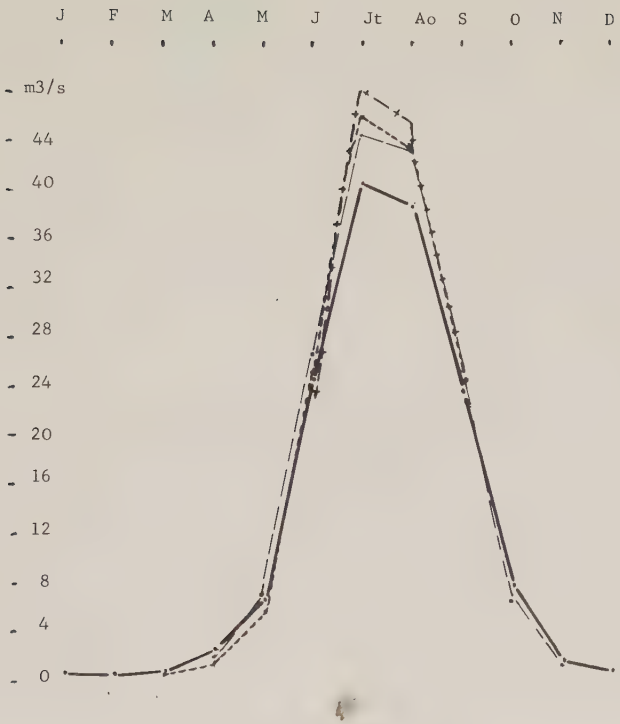


FIG. N° 91. Les débits de la Massa.

1923-28

1923-28 et 31-38

1923-28 et 31-70

1957-70

émissaire environ 33 %.

P.KASSER (1969) a fait un calcul analogue pour le Rhône à Porte du Scex : l'englacement du bassin était de 16.8 % en 1916, 14.7 % en 1955 et 13.6 % en 1968. Toue influence climatique étant écartée, il semble que pour une perte de surface de 12 %, le débit ait baissé d'environ 9 %. Pour une rivière à faible englacement, il est normal de trouver une influence plus faible que sur l'Arveyron de la Mer de Glace.

En ne considérant que l'époque actuelle, la réponse aux variations de surface des glaciers n'est nullement négligeable dans les débits. Encore n'est-elle appréciable que dans la partie amont des cours d'eau : à mesure que le régime glaciaire se dégrade vers l'aval, elle s'estompe peu à peu pour devenir pratiquement négligeable.

3°/ Débits possibles lors de grandes déglaciations.

Est-il possible de remonter plus loin dans le temps, et d'imaginer ce qu'ont pu être les débits des émissaires de cette grande calotte de glace qui recouvrait les Alpes et a commencé à fondre au Tardiglaciaire ?

Supposons que la déglaciation post-würmienne se soit effectuée assez rapidement, la ligne des neiges permanentes remontant régulièrement, de telle sorte que le rapport entre les surfaces d'accumulation et d'ablation reste le même qu'actuellement dans le massif du Mont Blanc. On peut calculer ce que la fusion de la glace devait apporter comme débit supplémentaire au Rhône à Lyon.
De 1939 à 1952, période relativement chaude, on a eu chaque année une perte d'une lame d'eau de 460 mm répartie sur tout le bassin. Pour une température relativement correspondante (mais elle doit être plus élevée, car l'altitude devait être plus élevée par l'accumulation de la glace), mille ans suffiraient pour faire fondre une lame d'eau de 460 mètres d'eau, soit environ 500 m. de glace; et 2.000 ans permettraient aux Alpes d'être bien dégagées, si l'on prend comme épaisseur moyenne de la calotte 1000 mètres de glace.

Le Rhône à Lyon a un bassin de 20.000 km2 et un débit moyen de 620 m3/s. Pendant ces 2.000 ans, il devrait écouler en plus un volume de 9 milliards de m3 d'eau par an, soit pour chaque mois d'été , de mai à novembre :

-mai	+ 12 m3/s
-juin	+180 m3/s
-juillet	+770 m3/s
-août	+1100 m3/s
-septembre	+1000 m3/s
-octobre	+180 m3/s
-novembre	+23 m3/s

Il n'y a donc que pendant les trois mois d'été que le débit du Rhône aurait été sensiblement modifié; mais lorsque l'on sait que le Rhône en crue a déjà écoulé de 4 à 5000 m3/s, cet afflux d'eau de fusion glaciaire n'apparait pas trop redoutable. Pour gonfler les émissaires d'une façon considérable, il aurait fallu que la température soit beaucoup plus chaude, ce qui ne parait pas probable.

On voit par cet exemple qu'il ne faut prendre comme modèle les plaines alluviales immenses d'Islande, les "sandur", qui s'étalent au pied des glaciers et témoignent d'un puissant écoulement. Les débits monstrueux qui les ont édifiés sont dûs à des éruptions volcaniques, apportant autrement plus de chaleur de fusion que n'importe quelle température estivale possible, comme nous le verrons au chapitre suivant. Quant aux plaines alluviales d'Allemagne du Nord, elles paraissent formées par la divagation d'un écoulement malaisé sur un relief encombré de moraines et de dépôts glaciaires, plutôt qu'à l'abondance des rivières.

Les émissaires des glaciers alpins ont pu écouler d'énormes quantités d'eau de fusion si un réchauffement brutal est intervenu. Si les conditions climatiques nouvelles se sont installées lentement avec une remontée lente de la ligne d'équilibre, la dilapidation des réserves aura été répartie sur les 5000 ans du Tardi-glaciaire, entrecoupée par des retours du froid, et n'a pu provoquer que des débits d'abondance soutenue, mais non excessive.

Ce que nous savons des débits glaciaires permet de décrire ainsi leur comportement lors des fluctuations climatiques de longue durée:

Lors de l'établissement d'une longue période de réchauffement, les débits commencent par augmenter, les bilans sont fortement déficitaires, l'isotherme 0° monte, ainsi que la ligne d'aquilibre, les surfaces glaciaires diminuent.

En fin de réchauffement, les débits diminuent, l'isotherme 0° et la ligne d'équilibre se stabilisent, et quand un certain équilibre est atteint, les débits sont légèrement inférieurs à ceux de la période chaude.

Au début du refroidissement, les débits baissent, les bilans sont fortement positifs, l'isotherme 0° et la ligne des névés descendent. En fin de refroidissement, les débits augmentent nettement. Si une période stable s'instaure, les débits restent légèrement supérieurs à ceux du début de la période froide.

+

+ +

Le pouvoir grossissant des glaciers leur est propre et n'est pas partagé par les rivières glaciaires.

Une période chaude et sèche comme celle de 1939 à 1952, si elle se maintenait, verrait disparaitre la plupart des glaciers alpins en quelques siècles ; il ne resterait que quelques glaciers nichés dans les cirques les plus hauts.

Par contre pendant ce temps, les émissaires des glaciers auraient eu des débits abondants, certes, mais nullement excessifs : le débit moyen de l'Arveyron de la Mer de Glace passerait de 5 à 6 m3/s, la Massa écoulerait une lame annuelle de 2300 mm, au lieu de 2000 mm. Le changement aurait toute chance de passer inaperçu des personnes non averties.

Les débits glaciaires se montrent une fois de plus des débits modérés: pour les rendre abondants il faut qu'ils écoulent de grosses pluies, mais c'est alors la part du ruissellement qui grandit; la part de la fusion glaciaire reste malgré toutes les vicissitudes probables, une part secondaire.

CHAPITRE XV

ACCIDENTS ET CATASTROPHES GLACIAIRES

Au cours de cette étude, nous avons eu l'occasion d'évoquer, dans le mouvement des glaciers et l'écoulement des cours d'eau glaciaires, des irrégularités soudaines, des accidents brusques et même de grands cataclysmes. Ce sont de tels phénomènes qu'il faut passer en revue dans ce dernier chapitre.

La haute montagne est le lieu de rencontre de conditions topographiques et climatiques génératrices de multiples dangers. Sur des pentes extrêmement fortes, la glace se forme et ne se maintient qu'autant que sa viscosité peut lutter contre la gravité. Au moindre incident l'équilibre est rompu, et avalanches, glissements, écroulements se succèdent. L'eau de fusion favorise tous ces phénomènee et on a remarqué que les grandes catastrophes dans lesquelles les glaciers ont joué un rôle, se produisent le plus souvent à la saison chaude.

Mais il est difficile de dire que ces phénomènes sont des anomalies : les conditions mêmes de la fusion et de l'écoulement glaciaires créent ces désordres. C'est leur ampleur éventuelle qui surprend l'opinion et leur fait donner le nom de catastrophes, alors que des faits similaires se produisent journellement sur une petite échelle. Néanmoins il peut arriver que la haute montagne glaciaire soit affectée par des phénomènes extérieurs et vraiment exceptionnels, tels que des secousses sismiques ou des éruptions volcaniques : il survient alors des désordres doublement anormaux, à la fois par leur genèse et par leur ampleur.

On peut donc classer ces accidents selon qu'ils résultent du seul jeu normal des facteurs topographiques et climatiques, ou que s'y ajoutent des

causes étrangères. Dans ces deux groupes, on trouve une variété de phénomènes assez divers, diversité qui procède de leur ampleur, depuis la simple irrégularité dans la courbe des hydrogrammes jusqu'aux grands cataclysmes qui font des milliers de morts; diversité qui provient aussi de la part qu'y tient l'eau de fusion glaciaire, thème de cette étude. Cette eau n'est jamais tout à fait absente, mais dans certains cas d'écroulements de glaciers, elle est peu apparente, alors que son rôle est prépondérant dans les grandes débâcles.

A. EPISODES DUS AU PROCESSUS NORMAL DE L'ECOULEMENT GLACIAIRE.

Ces épisodes peuvent être groupés selon leur importance en anomalies mineures qui affectent l'écoulement de la glace et de l'eau de fusion, et en débâcles glaciaires, perturbations beaucoup plus graves.

1°/ Accidents mineurs, chutes de séracs et brefs tarissements des émissaires.

Un glacier est par définition affecté d'un mouvement lent vers l'aval, déclenché par la gravité et par la poussée des couches de neige tombées à l'amont: s'il est immobile, c'est de la glace morte, promise à une disparition plus ou moins prochaine. Dans ce mouvement la glace rencontre de fortes ruptures de pente: les masses de glace glissent sur le fond rocheux ou sur des couches de glace sous-jacentes, dépassent peu à peu le bord du ressaut et se brisent bientôt en longs blocs, les séracs : c'est le vêlage du glacier. Les chutes de séracs sont un des dangers les plus courants de la haute montagne, plus fréquents en été, en fin de journée chaude.

A l'intérieur du glacier, dans la langue, là où l'eau de fonte a créé un système de circulation irrégulière, le mouvement de la glace et ses déformations, le "fluage", provoquent des barrages soudains du chenal, avec mise en charge à l'amont et arrêt de l'écoulement sous-glaciaire ; puis le barrage cède et le courant repart. Une brusque détente d'air comprimé pendant le glissement accompagne et favorise le rôle perturbateur de ces barrages.

Les Etudes Glaciologiques (tome V, 1925) décrivent ce phénomène sur la Mer de Glace en 1920. Le 24 septembre, vers 13 h.30, le courant qui jaillit normalement au contact du glacier et de rocher à la hauteur des Mottets , diminue considérablement. A 15 h.30, le déversement s'arrête. Il reprend à 20 h.20 en charriant des blocs de glace. A 23 h.15 l'Arveyron tarit presque complètement. A 24 h.15 se produit la débâcle glaciaire.

Un tel fait se produit fréquemment et on le voit enregistré sur les hydrogrammes des cours d'eau glaciaires (E.SIEGFRIED 1968). Ce sont des pointes

très accentuées vers le bas, suivies généralement d'une pointe aussi rapide vers le haut. Ensuite le débit reprend tel qu'il était avant cet accident. Ces pointes sont d'autant plus nettes que la station est plus proche du portail glaciaire, et le portail lui-même plus près d'une cascade de glace.

On les trouve beaucoup plus nombreux sur les hydrogrammes de l'Arveyron d'Argentière que sur ceux de la Mer de Glace.

En moyenne pour la période 1960-1967, on a répéré par année une centaine de ces profondes indentations sur les graphiques d'Argentière, plus souvent semble-t-il en juillet et août qu'en juin , septembre ou octobre. Elles disparaissent en hiver pendant lequel le débit est à peu près constant.

Le 5 juillet 1967, à midi le débit est de 8.43 m3/s environ sur l'Arveyron d'Argentière: à 14 h. il tombe à 2.85 m3/s, remonte à 15.04 m3/s à 16 h. et retrouve une intensité normale à 17 h.30. Le déficit parait affecter 21.200 m3 et l'excédent 31.800 m3 d'eau, comme si l'écoulement plus brutal avait entraîné de l'eau supplémentaire stocké auparavant.

Mais le 3 août de la même année, le débit est tombé de 19 m3/s à 2.25 m3/s puis est remonté à 17.30 m3/s, le tout en 4 heures et aucune pointe ne parait venir équilibrer ce creux. Le déficit est d'environ 170.000 m3. Il est probable que ce volume d'eau a été stocké et gardé, plus ou moins provisoirement dans les fissures et les crevasses du glacier.

La photocopie de l'hydrogramme de l'Arveyron de la Mer de Glace (fig. n° 92) du 2 au 7 août 1969 montre qu'après la rupture de la poche d'eau du 25 juillet dont nous reparlerons plus loin, le débit reste très irrégulier et on peut compter plusieurs de ces profondes encoches.

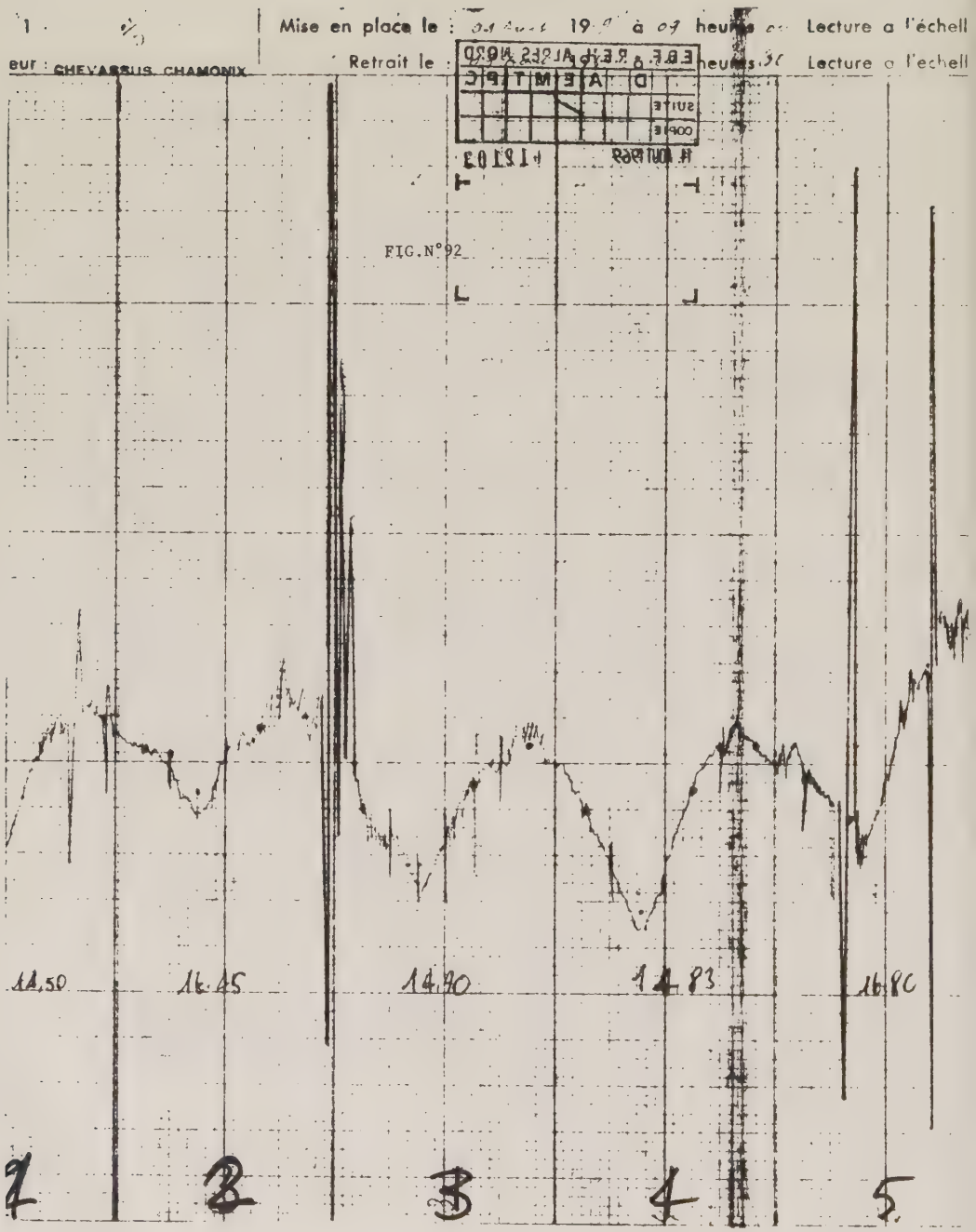
Sur ce même hydrogramme, on remarquera également de fines dentelures, qui correspondent à des variations de débit de 0.20 à 0.50 m3/s et témoignent du même phénomène, mais à échelle plus réduite, petits barrages partiels intra-glaciaires, ou écoulement complexe résultant de cheminements retardés dont les minima et les maxima sont décalés.

Ces alternances de pression et de décompression de l'eau dans les crevasses peut même provoquer la formation de jets d'eau intermittents, véritables petits geysers, qu'on a vu plusieurs fois surgir de la langue d'un glacier (Aletsch le 27 août 1962).

Toutes ces perturbations mineures apparaissent fréquemment sur les cours d'eau glaciaires. Ce sont des accidents normaux de l'écoulement comme les chutes de séracs sont des accidents normaux du mouvement de la glace. Ils ne paraissent pas liés à des périodes d'avance ou de recul des glaciers.

2°/ Débâcles glaciaires

Ces anomalies de l'écoulement prennent parfois une ampleur plus grande et être à l'origine de grandes débâcles catastrophiques. L'eau de fusion, au lieu de s'écouler librement, peut être bloquée en profondeur dans des poches d'eau, ou en surface, dans des lacs de barrage.


Mise en place le :
Retrait le :
Lecture a l'échell
Lecture a l'echell
eur : CHEVASSUS CHAMONIX
FIG.N°92
14.50
16.45
14.90
14.83
16.80
1
2
3
4
5

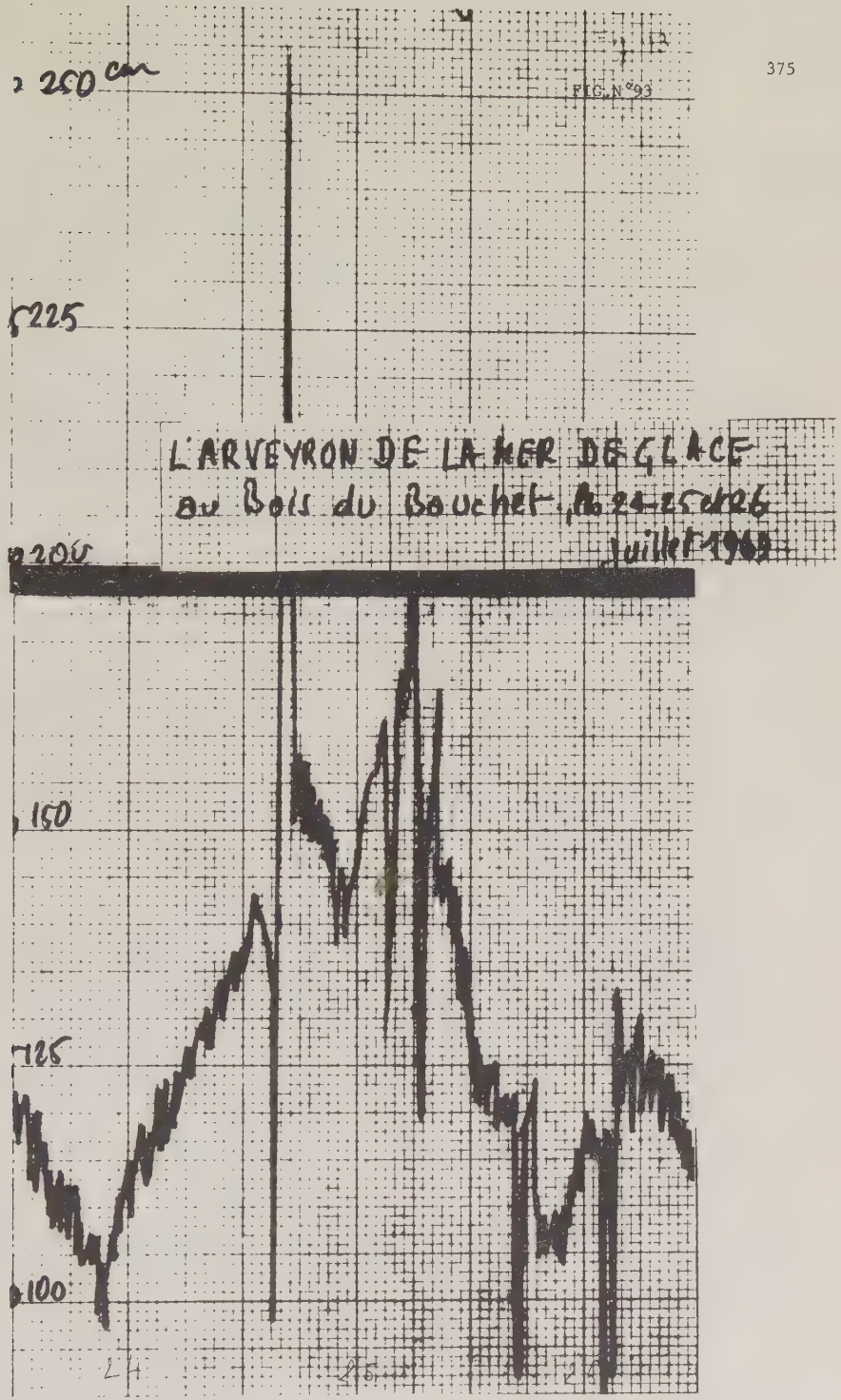


FIG. N°93
250 cm
225
200
150
125
100
L'ARVEYRON DE LA MER DE GLACE
au Bois du Bouchet, le 24-25 et 26
Juillet 1968

a/ Poches d'eau

Le lit d'un glacier est irrégulier : en amont des verrous, des ombilics retiennent l'eau de fusion en été; il peut se constituer ainsi de véritables nappes phréatiques sous-glaciaires (voir chap.VIII). Le cheminement chaotique de l'eau sous le glacier peut aboutir à la formation de poches d'eau, qui crèvent soudain. Les exemples en sont nombreux.

Une volumineuse poche d'eau s'est formée à l'intérieur de la Mer de Glace à la confluence du torrent du Nant Blanc (R.VIVIAN 1971). La turbulence du torrent sous-glaciaire a formé une immense caverne dont le toit s'est effondré dans la nuit du 24 au 25 juillet 1969. L'hydrogramme de l'Arveyron (fig.n°93) montre une brusque encoche ; la hauteur du débit tombe de 143 cm à 98 vers 3 h. du matin: puis le fragile barrage formé par la chute du toit ne résiste pas à la pression de l'eau et cède à 5 heures, la poche se vide et le niveau de l'eau monte jusqu'à 255 cm, ce qui correspond à un débit de pointe de 80 m3/s. L'écoulement est très rapide et à 6 h. le débit est redevenu normal.

Le glacier des Bossons est coutumier du fait. Une grosse poche d'eau s'est vidée le 11 août 1892; le 14 mai 1920, par très forte chaleur, une quinzaine de laves se sont succédées pendant 4 heures. En fin juillet 1963, une poche d'eau a crevé vers 2200 m. au-dessus de l'épaulement de la Tête de Mimont et s'est écoulée dans le lit de la Creuse : le même fait s'est reproduit en 1970.

La poche d'eau du glacier du Trient, qu'on appelle la "Tine", est bien connue; elle se remplit lentement en contrebas du col des Ecandies et se vide avec une périodicité irrégulière, de l'ordre de 3, 4 ou 5 ans (MALASSIGNE, 1969). La débâcle du 5 août 1960 a provoqué une crue du Trient d'une durée de 48 heures dont 36 heures de hautes eaux; des ponts ont été enlevés : deux ans plus tard, on en voyait encore des traces sur la végétation, arbres déracinés ou courbés, noircis et effeuillés.

Le 20 juillet 1910, une coulée énorme s'est produite au glacier du Tour à deux reprises, laissant derrière elle une grosse bouche dans la paroi, formée de glace vive et bleutée.

La catastrophe la plus meurtrière est celle qu'a provoqué le vidage d'une poche d'eau incluse dans le glacier de Tête Rousse, le 12 juillet 1892. Ce petit glacier suspendu couvrait alors 12 ha entre 3100 et 3300 m. au nord du glacier de Bionnassay. Une poche d'eau évaluée à 200.000 m3 s'est rompue. L'eau dévalant dans la vallée de Bionnay, s'est rapidement transformée en lave torrentielle semi-liquide mêlée de blocs de glace. Après un parcours de 13 km et une dénivelée de 2500 m, elle ravageait les villages de Bionnay et de St Gervais les Bains,détruisant 30 maisons et tuant 175 personnes.

En 1901 une nouvelle poche d'eau s'est formée. Mais ce glacier faisant l'objet de surveillance constante dela part du service des Eaux et Forêts , on creusa une galerie de 208 m. de long qui draine le fond du glacier et conduit l'eau aussitôt formée vers le glacier de Bionnassay.

Tous ces exemples, pris seulement dans le massif du Mont Blanc, montrent la fréquence et la répétition de ce type d'accidents.

b/Lacs de barrage glaciaire

Les masses d'eau retenues par les glaciers peuvent se faire en surface et créer des lacs de barrage dont la vidange brusque est à l'origine de véritables

cataclysmes. Le processus est un peu différent en période de crue ou en période de récession glaciaire.

En tous temps, des ruisseaux latéraux peuvent ne pas parvenir à creuser un chenal dans le glacier qu'ils rencontrent : on a alors de petits lacs de barrage d'une vallée latérale.

Ce fut le cas de petit lac de Marjelen, maintenant disparu, formé par le glacier d'Aletsch au pied de l'Eggishorn : il se vide maintenant, grâce aux travaux de correction, vers le bassin de Fiesch.

C'est aussi le cas du glacier du Gorner, qui possède un lac à 2600 m. d'altitude au pied du Mont Rose, mesurant en 1968 une vingtaine d'hectares. Il était connu dès le 19ème siècle pour ses vidanges brusques. Son remplissage est assuré par la fonte estivale des glaciers qui le surmontent. La vidange s'effectue brutalement en été et apporte à la Gornera un débit supplémentaire de 15 à 200 m3/s selon les années, et le volume écoulé peut représenter de 2 à 7 millions de m3 d'eau. L'eau s'écoule par des galeries de 100 à 250 m. de long; 40 à 50 m. de large et 8 à 10 m. de haut. Ces "descenderies", reliées aux entonnoirs qui parsèment la surface du Gorner, se trouvent sous 80 à 90 m. de glace; elles se referment en hiver.

Dans d'autres régions du monde les exemples sont nombreux :

Citons aux iles Kerguelen, le glacier Ampère qui barre deux petits lacs (CARLE,GILLET et VALLON 1972); l'un se vide chaque semaine par un chenal sous-glaciaire, l'autre, le lac du Bouchet, déverse chaque année (février 1970 et fécrier 1971) en 2 ou 3 jours environ 130 millions de m3 par un chenal interne; son bassin versant ne fait que 13 millions de m2 libres de glace et le vêlage d'icebergs ne représente que 10 millions de m3: ce lac stocke donc une grande partie des précipitations et de l'eau de fonte provenant du glacier après une circulation plus ou moins profonde.

En période d'avance des glaciers, un appareil peut dans sa crue atteindre la vallée principale dans laquelle se jette son émissaire et la barrer. De tels faits sont nombreux dans l'arc alpin, et les relations en sont conservées dans les archives et datées.

En 1589, le glacier d'Allalin est descendu si bas qu'il barre la vallée de la SaasVisp, créant un lac de barrage, le Mattmarksee; le 8 septembre le barrage se rompt, les eaux du lac se vident brutalement et ravagent tout l'aval. Pendant les siècles suivants, le glacier s'avance plusieurs fois; les barrages et ruptures se succèdent sans cesse au 17ème siècle, une dizaine de fois au 18ème siècle; la vallée est ravagée et la moitié des habitants émigrent. La dernière inondation est de 1808, puis l'ordre revient.(E.LEROY-LADURIE 1967).

A la même époque le glacier du Rutor entre dans une phase de crue; il barre le petit lac du Rutor, emmagasine chaque été de 3 à 4 millions de m3 d'eau; en fin d'été chaud, un chenal sous-glaciaire s'ouvre dans la langue et les eaux s'engouffrent, détruisant tout dans les basses vallées; la catastrophe se produit chaque été de 1594 à 1598, six fois au 17ème siècle, et encore au 18ème siècle. Vers 1860, le glacier est suffisamment en retrait pour cesser de créer un danger. (E.LEROY-LADURIE 1967).

Ces dernières années ont vu plusieurs vidanges du lac de Gruben à 2800 m dans une vallée latérale de la SaasVisp, qui ont menacé le village de Saas Balen en 1958 et 1969. A nouveau, le 8 juillet 1970, une vidange brusque dont le débit doublait toutes les 2 heures, atteignait son maximum vers 15-16 h.,

et était terminée le soir, écoulant 180.000 m3 d'eau. Par crainte que les matériaux solides ne barrent la vallee de la Visp, on a fait vider partiellement le barrage de Mattmark, afin que l'effet de chasse élimine plus rapidement les dépôts. Une galerie creusée en 1971 a canalisé la vidange du lac, qui a néanmoins baissé brusquement de 2 m. en septembre.

Dans les Andes chiliennes et argentines, où les glaciers étaient en crue vers 1930, le même phénomène s'est produit ; le glacier du Nevado a barré en une avance très forte le rio Plomo, formant un lac dont l'écoulement subit a provoqué une catastrophe le 10 janvier 1934.

Dans le Karakoram, des ruptures de barrage prennent une ampleur considérable : les crues très rapides de trois glaciers ont barré la vallée du Chayog dans le bassin de l'Indus en juillet 1928, provoquant la formation d'un lac de 45 m. de profondeur et de 16 km de long. 1320 millions de m3 s'écoulèrent brusquement le 15 août 1929, gonflant de 16 m. les niveaux des rivières en aval. (M.PARDE 1940 et A. GUILCHER 1964).Le 20 juin 1973, le lac barré par l'avance du glacier de l'Ours a brisé ses barrières de glace et ravagé la vallée de Vanch (URSS).

On pourrait croire que les dangers s'atténueraient en période de récession glaciaire ; et il est bien vrai que les grands appareils reculant en haute altitude ne menacent plus apparemment les vallées peuplées. Par contre ils laissent derrière eux des lacs considérables, créant un nouveau danger : la Cordillera Blanca au Pérou en donne un exemple frappant, qu'il est bon de connaître car de telles conditions pourraient apparaître dans les Alpes, si la récession s'accélèrait.

De petits glaciers formés au pied des cirques de la Cordillère ont construits de très grands vallums morainiques jusque vers 1920 (VALLON 1971 et LLIBOUTRY, PAUTRE et SCHNEIDER 1972). Depuis lors ils ont reculé et des lacs se sont formés très rapidement, barrés par ces moraines. Il existe plus de 200 lacs de ce type dont la retenue mesure de 0.1 à 70 millions de m3. Or les digues morainiques sont fragiles, et peuvent être attaquées par la formation de renards. Ou bien l'écroulement de masses glaciaires qui les dominent, peut donner naissance à une "seiche" qui ouvre une brèche et vide le lac. Le lac Safuna a pris naissance en 1950 et différentes missions aériennes ont suivi sa croissance. En 1969, avec 80 m. de profondeur, il emmagasinait 5 millions de m3 d'eau. De plus ces lacs s'échelonnent dans la vallée et une catastrophe affectant l'un pourrait donner une réaction en chaine. Le 13 décembre 1941, une brèche dans la digue du lac Palcachoca a libéré quelques millions de m3 qui ont recouvert la ville de Huaraz en faisant 5000 victimes. De 1938 à 1951, 7 de ces lacs se sont vidés brusquement, faisant chaque fois des ravages incalculables.

3°/ Ecroulements de glaciers.

Le mouvement des masses glaciaires peut provoquer des accidents de plus grande ampleur que les simples chutes de séracs. Nous les citerons rapidement car ils sont un peu en dehors de notre sujet, consacré à l'eau et non à la glace; mais on ne peut les passer sous silence car tous ces phénomènes sont liés et il est certain qu'une certaine fusion est né essaire pour favoriser le glissement et l'écroulement des glaciers, même si l'eau ne parait pas visiblement.

En période de refroidissement et d'avance des glaciers, ceux-ci menacent choses et gens mais en période de réchauffement et de récession glaciaire les glissements et les ruptures d'équilibre peuvent s'accélérer.

Au 17ème siècle, des documents écrits témoignent de l'avance spectaculaire des glaciers dans l'arc alpin. Ceux-ci remplissaient les amphithéâtres morainiques que nous avons l'habitude de voir vides; au paroxysme de la crue, ils dépassaient ls crête des moraines, se brisaient et de gros blocs tombaient. "Les glaciers sautent" disait-on. Parfois dans leur avance, ils bouculaient maisons, granges et greniers. (E.LEROY-LADURIE 1967).

"La paroesse(de Chamonix) est située en une vallée montueuse haute et estroite, au pied de grands glaciers, lesquels, se détachant, descendent sur ledict lieu avec de si grands abîmes pour ravages qu'ils sont menacés de l'entière ruyne de leurs maisons et possessions "(Déclaration du Syndic de Chamonix 29 mai 1644, cité par E.LEROY-LADURIE 1967).

Les exemples d'écroulement d'une partie du glacier vers l'aval sont nombreux dans les périodes de crue glaciaire, nous n'en citerons que quelques-uns :

En 1636, l'écroulement du glacier de Bies au-dessus d'un abrupt vers 2200-2400 m. d'altitude a précipité d'énormes sur le village de Randa et a fait une quarantaine de morts. Dans le même village, c'est le déplacement d'air lors de la chute d'un petit glacier suspendu qui a été le principal responsable de la catastrophe de 1819, En 1972 Randa est à nouveau menacé.

Le 11 septembre 1895, à la fin d'un été chaud, la partie tabulaire du glacier de l'Altels, constamment en crue, se détacha en dessous de la rimaye et 4.5 millions de m^3 se précipitèrent sur l'alpe située à son pied, tuant 7 bergers et de nombreuses bêtes. La rupture eut lieu à l'altitude de 3340-3350 m. L'avalanche n'emporta que peu de matières étrangères sur son passage et on pouvait distinguer une zone d'éclaboussement où la glace pulvérulente et transportée en aérosol par le courant d'air avait plâtré le sol et les obstacles. (HEIM, cité par R.HAEFELI 1965).

En période de recul des glaciers, ceux-ci sont durement attaqués par la chaleur estivale : les crevasses s'agrandissent : le lit rocheux, lubrifié par l'eau de fonte, forme un plan de glissement favorable aux écroulements que de fortes pluies peuvent encore accélérer.

Ce fut le cas pour l'écroulement du glacier du Tour, le 14 août 1949, qui fit 6 morts. Celui du glacier de Freney dans le val Veni en 1946 était dû à une ablation intense (M.VANNI 1972). L'avalanche de glace tombée de l'Aiguille Verte , qui a fait 14 morts s'est produite pendant l'été très chaud de 1964. Et de nombreux cas sont relatés sur les glaciers de Giétroz,Montabel,Vernagt...

Mais le plus meurtrier a été celui du glacier d'Allalin, le 30 août 1965, qui a causé la mort de 88 ouvriers travaillant au chantier du barrage de Mattmark. Tout le bas de la langue s'est détaché, soit 1.5 million de m3 de glace, a glissé sur le lit de roches moutonnées, continu et resserré entre les puissantes moraines et s'est abattu dans la vallée. On a pensé que de grosses averses précédemment tombées ont facilité le décollement de la glace (VIVIAN 1966)

De brusques avances de glaciers peuvent être la conséquence de fusions intenses et non pas du poids de l'accumulation.

Les glaciers du Karakoram ont subi une avance extraordinaire de mars à juin 1953, dans la région de Ladakh, de 12 km en 3 mois, soit près de 5 mètres à l'heure. Or il y avait des signes de récession dans toute la région. L'explication pourrait être qu'une réduction préalable de l'épaisseur du glacier ait créé une solution de continuité entre l'amont et l'aval. Des masses de glace ayant perdu leur ancrage à l'amont se seraient mises en marche sous le poids d'énormes chutes de neige ou d'avalanches.

Il semble qu'il se soit passé quelquechose de similaire à échelle réduite à la Brenva en 1920. Ou encore en 1971, quand un large bloc de glace s'est détaché du front du glacier de Piode (Valsesia) et a avancé de 12 m. (M.VANNI 1972).

B. EPISODES DUS A DES CAUSES EXTERIEURES

Il peut paraitre superflu, dans ce mémoire consacré à l'arc alpin, de citer des phénomènes qui ne se produisent jusqu'ici que dans des pays lointains ; s'il est vrai que des volcans ont vraiment peu de chances d'émerger soudain dans les régions alpestres, il n'est pas impossible par contre que des secousses sismiques puissent les affecter. L'examen de quelques-uns de ces cataclysmes aura au moins le mérite de donner quelques nouvelles vues sur le comportement de l'eau et de la glace en haute montagne.

1°/ Secousses sismiques

Lorsque des secousses sismiques ébranlent des massifs glaciaires, on peut craindre des ruptures d'équilibre des masses de glace. L'arc alpin n'est pas une région normalement affectée par les tremblements de terre, du moins dans ses plus hauts massifs, et c'est encore les Andes et particulièrement le Pérou qui offre l'exemple de très hautes montagnes englacées dans une région du globe où l'affrontement des "plaques" provoque les séismes les plus intenses et les plus fréquents.

Le 31 mai 1970, un tremblement de terre a provoqué l'écroulement d'une partie des faces W et N du Huascaran, qui culmine à 6700 m. ainsi que des calottes de glace qui le recouvraient. Au nord, l'avalanche de 4 millions de roches et de 2.5 millions de m3 de glace a barré l'émissaire du lac Llanganuco et enseveli une expédition d'alpinistes tchèques. A l'ouest, 8 million de m3 de roches et 1 million de m3 de glace furent précipités sur le glacier inférieur où l'avalanche a arraché au passage 1 ou 2 millions de m3 de névés et de glace. De là les matériaux solides, mélangés à l'eau de fusion de la glace et avançant probablement portés sur un "coussin de vapeur d'eau" et précédés d'un nuage de poussière de glace pulvérisée, ont franchi une moraine le "Cerro", qui avait canalisé une précédente avalanche en 1962, et ont entièrement recouvert la ville de Yungay, faisant plus de 15.000 morts. L'avalanche a mis moins de 3 minutes pour franchir les 14 km qui séparent le sommet du Huascaran de Yungay, soit une vitesse moyenne de plus de 300 km/h.

Déjà le 10 janvier 1962, un accident identique mais moins ample avait fait 4.000 morts à Ranrahirca, sur le rio Santa.

Il est intéressant de noter que la présence de glaciers n'a pas dans ce séisme été un élément aussi aggravant qu'on eût pu le craindre. On a observé d'hélicoptère les glaciers suspendus. L'un d'eux, entre le Huandoy central et le Huandoy nord, paraissait devoir perdre à la moindre secousse de 2 à 3 millions de m3 de glace. Or il n'y eut que quelques chutes de séracs qui ont déclenché quelques vagues de faible amplitude dans le lac Paron, mais les glaciers suspendus n'ont pas bougé. Aucune langue mince très crevassée reposant sur des roches moutonnées très inclinées, ne s'est détachée. Les glaciers sont donc plus stables qu'on ne pourrait le croire et résistent mieux aux secousses sismiques que les rochers très diaclasés. Déjà le dernier grand séisme en Alaska avait amené les glaciologues aux mêmes conclusions.

Par contre le phénomène "coussin d'air" ou plus exactement "coussin de vapeur d'eau" est directement imputable à la présence de glace et de névés. D'après L.LLIBOUTRY (cité dans M.VALLON 1971), "la perte d'énergie potentielle de l'avalanche ne fut pas suffisante pour fondre une très grande quantité de glace, et ce fut surtout l'incorporation à l'avalanche d'un énorme volume de sol chaud (14 à 18°) qui permit la fusion de tout le névé et d'une partie de la glace et de la transformation de l'avalanche en lave torrentielle."

Une autre conséquence d' un séisme en région glaciaire a été observée en Alaska. Le 27 mars 1964, 10 million de m3 de débris rocheux ont recouvert 8 km2 de la langue du glacier Sherman. L'ablation en a été modifiée, et a provoqué une reprise de l'avance de ce glacier.(BULL et MARANGONIC 1967).

2°/ Eruptions volcaniques sous-glaciaires

Il existe dans le monde des volcans à une altitude assez haute ou sous un climat suffisamment froid pour que leurs cratères soient recouverts d'une calotte de glace. Il se pourrait qu'il en existe au Kamchatka. Dans les Andes du Pérou et de l'Equateur, les grands cônes volcaniques qui dépassent la limite des neiges tels que le Mitsi (6100 m.) ou le Cotapaxi (5.900 m.) ont des pentes trop fortes pour que s'y forment des calottes de glace. Il est probable que le cas existe en Antarctique : le volcan le mieux connu, l'Erebus, sur la mer de Ross, est dégagé de glaces et à l'air libre. Mais en Islande, les éruptions volcaniques sous-glaciaires sont fréquentes, objet d'études et de surveillance. (S.THORARINSSON 1957,1959,1965).

Le Katla est un volcan recouvert par la calotte épaisse de 2 à 300 m. du Myrdalsjokull (jokull = glacier). On pense que son activitéremonte à près de 10.000 ans avant notre ère. Les 4 dernières grandes éruptions eurent lieu en

1755, 1823, 1860 et 1918. Elles sont toujours accompagnées de débâcles glaciaires monstrueuses appelées jokŭllhlaup.Des jokŭllhlaup moins intenses peuvent survenir (25 juin 1955, 20 juin 1956) sans éruption visible, mais laissant sur la calotte de grands entonnoirs circulaires ; en 1955 l'un d'eux avait 1 km de diamètre et 80 m. de profondeur (S.RIST 1967).

Le Grimsvotn est une caldera de 5 km de long sur 3 km de large, située sous le grand glacier Vatnajokŭll. Aucune éruption n'y est signalée depuis plusieurs années. Dans le voisinage de la caldera, la calotte de glace est épaisse de 5 à 600 m. à une altitude de 1500 à 1600 m. Le Grimsvotn est une dépression bien visible, au font plat englacé, flottant probablement sur de l'eau qui forme l'été un petit lac près du mur ouest de la caldera. Tous les 10 ou 12 ans la caldera se vide et une débâcle puissante se déverse sur les "sandr". Entre chacun de ces jokŭllhlaup (juillet 1954, janvier 1960, septembre 1965)° le niveau monte lentement puis baisse brusquement à chaque jokŭllhlaup. Cette montée régulière du niveau montre que l'alimentation est dûe à la fois à l'ablation de surface et surtout à la fonte sous-glaciaire par l'activité de solfatare et le flux géothermique, sources de chaleur à peu près constantes.

Les graphiques des différents jokŭllhlaup suscitent la réflexion suivante (THORARINSSON 1957):

Une débâcle du Katla présente un débit de pointe énorme par rapport au volume écoulé : après une heure de son jaillissement du front du glacier le débit atteignait 3000 m3/s alors que le volume total écoulé était de 28 millions de m3, en 1955. Or en juillet 1939, une débâcle du Graenalon, dû à la rupture d'un lac de barrage glaciaire eut un débit de pointe double, mais un volume total écoulé 50 fois plus grand. Si une débâcle du Katla a un débit de pointe de 50.000 m3/s (et on peut penser que celle de 1918 était le double de ce chiffre) le volume total écoulé sera de 0.4 km3 d'eau, alors qu'une débâcle venant du Grimsvotn de même débit de pointe, écoulerait un volume 20 fois plus grand. De plus la montée de la crue est beaucoup plus rapide sur le Katla. La raison parait en être que pour une dénivelée égale, la débâcle provenant du Katla a une distance horizontale beaucoup plus courte à parcourir. L'eau de fusion se force rapidement un passage à travers les fissures de la glace et le vidage est presqu'aussi rapide que la montée. La débâcle de 1955 était commencée et terminée en moins de 24 heures. Au Grimsvotn, le temps de montée fut de 10 jours en 1934, de plus encore en 1954. On comprend quel danger court, mais paroxysmal, représentent les débâcles du Katla pour les districts côtiers. Des sismographes ont été installés : à chaque secousse on ferme la route qui traverse le Myrdalssandur, car on sait que moins d'1 h. après, la débâcle aurait atteint et coupé la route. Mais entre le Grimsvotn et la mer, il n'y a même plus de route : seul l'avion permet de longer le rivage sud.

° Un dernier jokŭllhlaup a eu lieu en mars 1972.

C.PREVISION ET DEFENSE CONTRE LES CATASTROPHES GLACIAIRES.

La liste de toutes ces catastrophes est longue et leur répétition impressionnante. Comme tous les cataclysmes naturels, il y a toutes chances pour qu'ils se reproduisent dans les temps à venir. Si les régions de l'arc alpin sont assez privilégiées et que les tremblements de terre et les éruptions y ont une probabilité faible, il reste dans le processus normal de l'écoulement assez d'éventualités d'accidents pour exiger une grande lucidité et de nombreuses initiatives.

En tous temps, l'arc alpin est exposé aux avalanches de neige dont nous avons dit quelques mots au chapitre VII. Si seuls les alpinistes sont guettés par les chutes de séracs, les ruptures de poches d'eau menacent les populations des vallées, plus imprévisibles que les vidanges brutales des lacs de barrage glaciaire ou morainique.

Si l'avancée des glaciers, dessinée depuis quelques années dans l'arc alpin, persiste et se précise, on aura à craindre des écroulements de glaciers, plus nombreux et plus proches des vallées.

Si la récession glaciaire reprend, les mêmes dangers subsisteront mais s'y ajouteront les ruptures de poches d'eau et les grandes inondations.

Ces dangers sont aggravés par le fait que, grâce aux moyens mécaniques, des personnes totalement inconscientes des risques de la haute montagne sont amenées sans effort dans des conditions topographiques et climatiques tout à fait imprévues pour elles. Des insouciants se promènent près des fronts en été, sans imaginer les chutes de séracs ou les ruptures de poches d'eau. Le peuplement estival des vallées glaciaires s'intensifie, les chalets se multiplient dans des zones que les glaciers recouvraient au 17ème siècle.

Enfin l'aménagement hydroélectrique des hautes vallées alpines et la construction de barrages toujours plus haut introduisent des travailleurs dans un milieu hostile, et recréent des conditions dont nous avons vu plus haut le danger. Les retenues des grands barrages alpins ne sont pas complètement à l'abri des secousses sismiques. Même si la solidité de l'ouvrage a été calculée en fonction de telles éventualités, est-il impossible que la chute d'une langue de glacier dans la retenue puisse produire une onde qui passerait par dessus la digue ?

Devant l'eventualité de ces accidents l'opinion est alertée et les travaux de prévision s'organisent. En Suisse surtout, plus qu'en France : la grande superficie des montagnes glaciaires a conduit très tôt les pouvoirs publics à créer des organismes d'observation et de surveillance. On observe

les mouvements des glaciers et la vitesse de leur écoulement qui précède souvent une rupture ou un glissement. On surveille les glaciers suspendus, les poches d'eau et les barrages morainiques.

Mais il faut déplorer que dans un pays riche en glaciers comme le nôtre la nécessité de les bien connaître pour parer aux dangers qui en découlent, ne paraisse pas s'imposer. La réorganisation de services a interrompu les contrôles sur le terrain et on éprouve déjà quelques difficultés à suivre l'évolution actuelle des glaciers français (R.VIVIAN 1971).

Nous avons vu dans les chapitres précédents que la présence de glaciers apporte une certaine modération dans le déroulement normal du cycle de l'eau : les rivières de montagne glaciaire ont des crues de peu d'ampleur, la neige et la glace, par leur pouvoir de rétention, freinant les grands écoulements.

Par contre le mouvement lent mais irrégulier des neiges et des glaces en équilibre instable sur des pentes montagneuses très fortes, provoquent souvent des accidents de toutes sortes, des plus infimes aux plus considérables.

CONCLUSION

Au terme de ce travail, le moment semble venu de rassembler les différentes conclusions qui s'en dégagent, et de souligner ce que la comparaison des cours d'eau et des glaciers de l'arc alpin a pu mettre en lumière.

Parmi les facteurs topographiques du régime glaciaire, la présence de hautes surfaces sur les versants peu ensoleillés et la situation en bordure externe des massifs, exposée aux vents pluvieux, favorisent la formation d'appareils glaciaires. Il faut de plus que les bassins offrent peu de surfaces déglacées, donc que l'englacement soit fort, pour que les émissaires aient un régime bien caractérisé. La comparaison des altitudes moyennes des glaciers dans le massif du Mont Blanc semble confirmer qu'un optimum des précipitations s'y trouve bien vers 4000 m. à l'altitude des crêtes les plus continues, sinon les plus hautes.

Les conditions climatiques de la haute altitude sont primordiales pour la connaissance des glaciers qui se forment au-dessus de la ligne d'équilibre, c'est-à-dire au dessus de 3.000 m. dans l'arc alpin.

La température règle l'écoulement des cours d'eau glaciaires, tant par la fusion estivale que par la rétention dûe au gel, et lui fait partager sa régularité interannuelle. L'altitude agit comme un régulateur de l'amplitude thermique ; les montées et les descentes des isothermes, dûes aux variations journalières et saisonnières de la température, se répercutent sur les débits. La variation des surfaces glaciaires affectées par la fusion au cours de la journée et de l'année, amplifie les variations de ces débits et donnent au régime glaciaire son caractère le plus original qui est un manque de pondération extrême entre hautes eaux et basses eaux.

Mais il semble, et c'est bien normal, que ce soit les précipitations, surtout neigeuses, qui provoquent par l'irrégularité de leur distribution, les plus grandes disparités entre les différentes parties de l'arc alpin.

L'arc alpin dans sa bordure externe, est bien arrosé : sans recevoir les 5 à 6 mètres d'eau des montagnes côtières de Norvège ou d'Alaska, il bénéficie de précipitations abondantes, croissant avec l'altitude selon un gradient qui parait assez régulier, tout au moins dans les moyennes annuelles. Un régime nouveau, déjà signalé, s'étend en altitude, avec des maxima d'hiver et une tendance plus océanique et moins contrastée. La part croissante des chutes de neige, même sans modification appréciable du total annuel, devrait fournir une alimentation accrue des glaciers et expliquer l'avancée très nette de certains glaciers depuis quelques années. Les vallées de l'intérieur de l'arc alpin et de la façade méditerranéenne sont sèches avec des averses plus violentes.

L'abondance de la neige a une autre conséquence sur le régime. Dans la bordure externe, les précipitations de l'été donnent certaines années la valeur maximale des débits en août : la prédominance d'août sur juillet n'est donc pas un témoignage sûr d'une plus grande pureté du régime glaciaire. De même l'abondance de la neige renforce en fondant les débits de juin qui dépassent toujours ceux de septembre. Il faut dans cette bordure externe un englacement plus fort (60 %) pour présenter le type ultra-glaciaire. Dans les vallées intérieures des Pennines, moins enneigées, la prédominance d'août n'apparait qu'avec un englacement très fort (80 %); par contre la supériorité de septembre sur juin se manifeste plus tôt (dès 55 %). Ce deuxième critère parait donc plus convaincant pour la définition du type ultra-glaciaire, dans le domaine alpin.

Le glacier s'interpose entre l'eau qui tombe et l'eau qui s'écoule, et perturbe le déroulement normal du cycle hydrologique.

Les cours d'eau glaciaires ont un module régulier, d'autant plus fort et un régime d'autant plus excessif que leurs bassins sont plus élevés, mieux exposés et plus englacés. Les relations entre le stockage du glacier et le module de l'émissaire sont assez subtiles : le module, en général, est d'autant plus fort que le bilan est plus déficitaire, mais les valeurs de la température et de l'accumulation neigeuse plus ou moins abondante introduisent une large fourchette dans les valeurs du bilan pour un même débit.

Les pulsations journalières du débit subissent et enregistrent les moindres oscillations de la température estivale. Les crues de fusion ne sont qu'un moment privilégié de ces pulsations alors que les crues pluviales en altèrent le dessin. Les premières s'étendent souvent sur tout l'arc alpin, comme la montée de la température qui les a provoquées, alors que les secondes peuvent être très localisées. La rétention par le gel en altitude d'une grande partie des averses ,donne à ces crues pluviales des valeurs toujours modérées ; le coefficient d'écoulement de ces crues est fort si l'on considère la seule

partie du bassin en état d'écoulement liquide, mais modéré pour le bassin total.

L'analyse et la reconstitution de quelques pulsations journalières du débit, puis de certaines crues et enfin des débits moyens mensuels, est le noyau même de ce mémoire et l'objet vers lequel tendent les recherches précédentes. Elle permet de connaitre la part de la fusion des glaciers dans les débits de plusieurs rivières de la Haute Arve, pendant la décennie oct.1954-sept.1964. Pour l'Arveyron de la Mer de Glace, les chiffres sont les suivants : la part de la fusion glaciaire de surface est très variable : nulle en hiver jusqu'en avril, elle croit à mesure que l'été se déroule. Elle peut atteindre 70 à 80 % du débit total pour quelques journées chaudes et sèches et même pour quelques mois exceptionnels (71 % en septembre 1964). En été froid, elle ne dépasse pas 35 %. Dans les grandes crues pluviales, elle varie de 0 à 40 % selon la date plus ou moins tardive en saison, selon la température et l'état de conservation du manteau neigeux. En valeur moyenne, pour la décennie envisagée, le glacier ne fournit que 27 % du débit total d'avril à octobre. La fusion nivale en assure 35 %. Près des 2/3 sont dûs au stockage. La fusion nivale l'emporte sur la fusion glaciaire et la mise en réserve par la neige a plus de poids que le stockage glaciaire.

Le fort enneigement ne favorise donc pas la pureté du régime glaciaire, dans ce rebord nord-ouest de l'arc alpin. Par contre les glaciers y ont une position privilégiée : les zones d'accumulation y sont bien alimentées et les zones d'ablation bien protégées contre une dilapidation trop rapide des réserves de glace.

L'étude des débits d'hiver confirme une fusion profonde sous-glaciaire dûe au flux géothermique et à l'énergie créée par le frottement de la glace sur son lit; cette fusion s'ajoute en permanence à la fusion de surface et ne doit pas dépasser de 3 à 5 l/s, par km^2 de glacier.

Les analyses effectuées sur les débits des glaciers voisins font apparaitre l'importance de l'irrégularité de la distribution des précipitations entre des bassins aussi voisins que le sont les deux Arveyrons, le Tour et le Trient. Elles démontrent aussi que, à précipitations égales, la distribution des surfaces réceptrices et des surfaces glaciaires explique les disparités entre les débits des rivières voisines : les conditions locales d'exposition, d'ensoleillement et d'ombre portée ne jouent que pour moins de 10 %.

Ces calculs permettent d'imaginer ce que deviendraient les débits de l'émissaire si la Mer de Glace perdait ou gagnait de la surface. La Mer de Glace ayant en 1939 une surface de 8 % supérieure à l'état actuel, le régime de l'Arveyron devait être nettement ultra-glaciaire.

On voit aussi que la part de la fusion glaciaire a dû rester toujours modérée, à moins d'un réchauffement brutal, dont on n'a pas vu d'exemple lors de ces trois derniers millénaires.

Mais les cours d'eau glaciaires peuvent être le théâtre d'accidents graves, lorsque les masses de glace s'écroulent soudain sur ces pentes extrêmement fortes, ou que l'eau de fusion bloquée dans des poches ou des lacs de barrage est soudain libérée.

Neiges et glaces, quand elles sont immobiles, partagent la régularité des conditions thermiques. Mais quand elles se mettent en marche, elles allient dans une certaine mesure, la mobilité de l'état liquide à la rigidité de l'état solide, et peuvent, en provoquant de grands cataclysmes, bouleverser l'ordre habituel des choses.

CARTES ET PHOTOGRAPHIES AERIENNES DES GLACIERS DE L'ARC ALPIN

La cartographie des glaciers pose des problèmes spécifiques. Leurs limites difficiles à préciser sous les moraines et à la rimaye, leur morphologie particulière, leur avance ou leur recul, le point d'émission souvent changeant de leurs émissaires, tout ceci exige une échelle propre, le choix de symboles appropriés et des mises à jour multiples. Les diverses techniques photographiques ont apporté des améliorations capitales.

Un symposium de cartographie glaciaire s'est tenu à Ottawa en 1965 sous les auspices de la Commission Neiges et Glaces de l'Union Géodésique et Geophysique Internationale. R.VIVIAN a donné un résumé des travaux de ce symposium et des diverses méthodes et techniques (R.VIVIAN 1968). Il relate les projets du groupe consultatif Neiges et Glaces auprès du Comité National Français de la Décennie Hydrologique internationale (1967). Ces projets visent à compléter dans les prochaines années les couvertures photographiques aériennes des glaciers françqis suivies de restitution au 1/25.000ème et au 1/10.000ème d'un certain nombre de glaciers plus particulièrement étudiés. En Suisse, la nouvelle carte au 1/25.000ème est en voie d'achèvement et donne un état récent des glaciers.

Les tableaux suivants rassemblent les cartes topographiques générales publiées en France , en Suisse et en Italie, qui intéressent les bassins glaciaires. Le nom et le n° de la feuille est donné en regard du glacier intéressé ainsi que la date d'établissement de la carte.

CARTES ET PHOTOGRAPHIES AERIENNES FRANCAISES

I. MASSIF DU MONT-BLANC

Glacier	Date	Type	Echelle	Feuille	Numéro
Tour	1897	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160 ter
	1937	I.G.N.	1/50.000	Chamonix	XXXVI-30
	1949	I.G.N.	1/20.000	Chamonix	1 - 2
	1959	I.G.N.	1/10.000	Aiguille Verte	
	Couvertures aériennes : 1952 - 1958 - 1968				
Argentière	1897	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160 ter
	1937	I.G.N.	1/50.000	Chamonix	XXXVI-30
	1949	I.G.N.	1/20.000	Chamonix	5 - 6
	1959	I.G.N.	1/10.000	Aiguille Verte	
	Couvertures aériennes : 1952 - 1958 - 1967 - 1968				
Mer de Glace	1897	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160 ter
	1937	I.G.N.	1/50.000	Chamonix	XXXVI-30
				Mont Blanc	XXXVI-31
	1949	I.G.N.	1/20.000	Chamonix	5 - 6
				Mont Blanc	1 - 2
	1949	I.G.N.	1/10.000	Aiguille Verte	
				La Flégère	
				Chamonix	
				Mont Blanc	
				Aiguille du Midi	
	Couvertures aériennes 1952 - 1956 - 1958 - 1967				
Bossons et Taconnaz	1897	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160 ter
	1937	I.G.N.	1/50.000	Chamonix	XXXVI-30
	1954	I.G.N.	1/50.000	St Gervais	XXXV-30
				Mont Blanc	XXXVI-31
	1949	I.G.N.	1/20.000	Chamonix	5 - 6
				Mont Blanc	1 - 2
	1949	I.G.N.	1/10.000	Mont Blanc	n°1 nord
	Couvertures aériennes 1958 - 1966 - 1967				
Tré-la-Tête	1897	Etat-Major	1/80.000	Albertville	169bis
	1951	I.G.N.	1/50.000	St Gervais	XXXV-31
	1939	I.G.N.	1/20.000	St Gervais	4 - 8
	Couvertures aériennes 1948 - 1949 - 1958 - 1966 - 1968				

Glacier	Date	Type	Echelle	Feuille	Numéro
Bionnassay	1864	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160ter
	1939	I.G.N.	1/20.000	St Gervais	n°4
	1951	I.G.N.	1/50.000	St Gervais	XXXV-31
				Mont Blanc	XXXVI-31
	Couvertures aériennes 1948-1949-1958-1966-1968				
Glaciers de l'Eau de Bérard	1897	Etat-Major	1/80.000	Vallorcine	160ter
	1937	I.G.N.	1/50.000	Chamonix	XXXVI-30

II. GLACIERS DE LA VANOISE

Sources de l'Isère et Sources de l'Arc	1867	Etat-Major	1/80.000	Bonneval	179bis
	1929	I.G.N.	1/50.000	Tignes	XXXVI-33
	1930	I.G.N.	1/20.000	Tignes	3 - 7 - 8
	Couvertures aériennes 1956				
Glaciers des Balmes et du Mont Pourri	1867	Etat-Major	1/80.000	Tignes	179 bis et ter
	1929	I.G.N.	1/50.000	Tignes	XXXVI-33
	1929	I.G.N.	1/20.000	Pt St Bernard	
				Tignes	1 et 2
				Ste Foy	XXVI-32
	Couverture aérienne 1956				
Evettes, Arnès Gde Motte et Mulinet	1867	Etat-Major	1/80.000	Bonneval	179 bis
	1929	I.G.N.	1/50.000	Tignes	XXXVI-33
				Lanslebourg	XXXVI-34
	1930	I.G.N.	1/20.000	Tignes	5 - 7 - 8
				Lanslebourg	3 - 4
	Couvertures aériennes 1953 - 1956 - 1967				
Chasseforêt Gebroulaz et Lepenaz	1876	Etat-Major	1/80.000	St Jean de Maurienne	179
	1929	I.G.N.	1/50.000	Moutiers	XXXV-33
				Modane	XXXV-34
	1930	I.G.N.	1/20.000	Moutiers	7 - 8
				Tignes	5
				Modane	3 - 3 - 4
	Couvertures aériennes 1939-1948-1953-1956-1962-1967				

Glacier	Date	Type	Echelle	Feuille	Numéro
III. MASSIF DES GRANDES-ROUSSES					
Sarennes et Saint Sorlin	1876	Etat-Major	1/80.000	St Jean de Maurienne	179
				Briançon	189
	1907	I.G.N.	1/20.000	La Grave	1
	1933	I.G.N.	1/50.000	La Grave	XXXIV-35
Sarennes (seul)	1906	Flusin et Jacob	1/10.000	Etudes glaciologiques tome I.	
	1959	Levé topo	1/3.000	Ann.Eaux et Forêts XX, 1963.	
	Couvertures aériennes 1952- 1960-1967				
IV. MASSIF DU PELVOUX					
Pilatte, Chardon et La Selle	1889	Etat-Major	1/80.000	Briançon	189
	1922	I.G.N.	1/50.000	St Christophe	XXXIV-36
	1932	I.G.N.	1/20.000	St Christophe	7
	1927	Flusin,Jacob et Gignoux	1/10.000	Etudes glaciologiques t.VI	
	Couvertures aériennes de 1952,1960 et 1967				
Blanc, Noir, Plate des Agneaux et Arsine	1889	Etat-Major	1/80.000	Briançon	189
	1925	I.G.N.	1/20.000	St Christophe	4
	1935	I.G.N.	1/50.000	St Christophe	XXXIV-36
	Couvertures aériennes de 1952- 1960-1967				
La Meije, la Girose et Mont de Lans	1887	Etat-Major	1/80.000	Briançon	189
	1927	I.G.N.	1/20.000	La Grave	5 - 6 - 7 - 8
				St Christophe	1 - 2
	1933	I.G.N.	1/50.000	La Grave	XXXIV-35
				St Christophe	XXXIV-36
	Couvertures aériennes de 1952-1960-1967				

CARTES ET PHOTOGRAPHIES AERIENNES SUISSES

Glacier	Date mise à jour	Date couvert. photo	Echelle	Feuille	numéro
Kander, Fiesch et Lang	1960	1967-68	1/50.000	Jungfrau	264
Aletsch	1960	1967-68	1/50000	Jungfrau	264
id.			1/25.000	Var.volume entre 1927 et 1957	
Wildstrubel	1956		1/50.000	Wildstrubel	263
			1/25.000	non encore publiée en 1972	
Rhône et Lauteraar	1944	1966-67	1/50.000	Sustenpass	
Finsteraar, Unteraar et Oberaar	1959		1/50.000	Nufenenpass	265
			1/25.000	non encore publiée en 1972	
Gries, Basodino et Grindelwald			1/50.000	Nufenenpass	265
				Interlaken	254
Belvédère, Allalin, Fee, Gorner et Türtmann	1956	1956-63 1967-68	1/50.000	Mischabel	284
Langue du Gorner	1963		1/10.000		
Langue d'Allalin	1968		1/10.000		
Gorner	1970		1/25.000	Zermatt	1348
				Matterhorn	1347
Glaciers de Saas	1970		1/25.000	Saas	1329
				Monte Moro	1349
Z'mutt, Durand Moiry, Ferpècle Mont Miné, Arolla Otemma, Giétroz Corbassière	1958	1963-67 -68	1/50.000	Arolla	283
			1/25.000	Orsières	1345
				Chanrion	1346
Langue de Z'mutt	1968		1/10.000		
Langue d'Arolla	1968		1/10.000		
A Neuve Mont Dolent Saleinaz, Orny	1964		1/50.000	Martigny	282
Trient			1/25.000	Orsières	1345

CARTES DES GLACIERS ITALIENS

Consulter avant tout le "Catasto dei ghiacciai italiani". Comitato italiano glaciologico; Anno geofisico 1957-58. Torino 1959. Puis les cartes au 1/25.000ème de l'Istituto geografico militare dont les noms suivent :

Val	Glacier	Tavola	Mise à jour
Val Veni	Miage Lex Blanche Brouillard Brenva Freiney	F 27 II NE	1947
Val Ferret	Pré de Bar Triolet Frébouzie Plampincieux	F 28 IV SO	1947
Val la Thuile	Breuil Rutor	F 27 II SE F 28 III SO F 41 IV NO et carte française I.G.N. 1/50.000ème de Ste Foy-Tarentaise XXXVI-32.	1929-30
Valgrisanche	Gliaretta-Vaudet	F 41 IV SO	1930
Val de Rhèmes	Tsanteleina Lavassey	F 41 III NO F 41 III NE	1930 1931
Valsavaranche	Moncorve	F 41 I SO	1931
Val di Cogne	Tribolazione et Gd Croux	F 41 I SO	1931
Val di Gressoney	Lys	F 29 I	1934
Val d'Ayas	Grande di Verra	F 29 I SO et NO	1934
Valtournanche	Valtournanche	F 29 IV NE	1934
Valpelline	Grandes Murailles et Tza de Tzan	F 29 IV NE et NO	1934

BIBLIOGRAPHIE

I. ANNUAIRES ET REVUES.

-Die Alpen. Bulletin mensuel du Club alpin suisse. Berne.

-Annales du Bureau central de la météorologie suisse. Zürich.

-Annales de Géographie . Paris. A.deG.

-Annali Idrologici. Ufficio idrografico del Pô. Parma. Italie.

-Annuaire hydrographique de la Suisse. Publié par l'Office fédéral de l'économie hydraulique. Berne.

-Annuaire hydrologique de la France, publié par la Société Hydrotechnique de France, depuis 1939. Paris.

-Annuaire hydrométrique, publié par Electricité de France. R.E.H. Alpes Nord. Chambéry.

-Bolletino del Comitato glaciologico italiano. Torino. B.C.G.I.

-Bulletin de l'Association des Géographes français. Paris. A.G.F.

-Bulletin du CEDONIGLA (Centre d'Etudes et de Documentation nivo-glaciologiques) Grenoble.

-Bulletin annuel de la Météorologie Nationale. Paris.

-Bulletin quotidien d'études de la Météorologie Nationale. Paris.

-Compte-Rendus des réunions de la section de glaciologie de la Société Hydrotechnique de France. Paris. (ronéotypés). C.-R.S.H.F.

-Cours d'eau et Energie. Zürich. Suisse.

-Eaux et Forêts. Chambéry. Observations météorologiques et rapports glaciologiques.

-Etudes glaciologiques. Service des Grandes Forces Hydrauliques. Ministère de l'Agriculture. Paris. 1909 à 1934.

-Geografiska Annaler. Stockholm. Suède.

-Hydrology, édité par O.MEINZER. Rover Publications. New-York.

-Ice. Bulletin of the Glaciological Society. Cambridge. England.

-Journal of Glaciology. British glaciological Society and Scott Polar Research Institute. Cambridge. England. J.of G.

-La Météorologie. Annales de la Société météorologique de France. Paris. Numéros spéciaux consacrés aux compte-rendus des congrès de météorologie alpine.

-Résultats scientifiques des Expéditions polaires françaises. Paris.

-Revue de géographie alpine. Grenoble. R.G.A.

-Revue de Géomorphologie dynamique. Paris.

-S.I.P.R.E. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. U.S.Army.

Union Géodésique et Géophysique internationale. Association internationale d'hydrologie scientifique. Commission Neiges et Glaces. Compte-Rendus des Assemblées. Gentbrugge. Belgique. U.G.G.I

-Variations des glaciers suisses. Rapport annuel de la Commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles. Berne.

-Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Innsbrück. Autriche. Z.G.G.

II. OUVRAGES ET ARTICLES.

-ABBADISSER.- Le manteau neigeux dans le bassin du Pô. U.G.G.I. Rome 1954. IV. Publication n°39.

-AGASSIZ (L.).- Etudes sur les glaciers. Neuchâtel. Suisse. 1840.

-AHLMANN (H.Wson) and THORARINSSON (S.).- Vatnajokull, scientific results of the Swedish-Icelandic investigations. Geogr. Annaler 1938. pp.146-231. 1939, pp.171-231. 1940, pp.39-242. 1943, pp.188-205.

- Glaciers variations and climatic fluctuations. Bowman memorial lectures. Amer.geogr.Society. New-York 1953. 51 p.

-ALFIERI (S.).- Deflussi glaciali e loro influenza sul regime della Dora Baltea. Roma 1933. Commissione di studio per l'idrologia scientifica. Consiglio naz.ital.della ricerche.

-Un quinquennio di osserviazioni idrologiche sui torrenti Lys e Rutor. B.C.G.I. n° 16. 1936.XIV.

-ALLIX (A.).- Un pays de haute montagne: l'Oisans. Paris 1929. Thèse Lettres Grenoble. 915 p.

AMBACH (W.).- Le coefficient d'ablation glaciaire d'après les mesures faites depuis 1955 sur le glacier Hintereis. R.G.A. 1960.

- , BEHRENS (H.) and others.- Study of the discharge of alpine glaciers by means of environmental isotopes and dye tracers. Z.G.G. Bd VII, Ht 1-2, 1971, p.79-102.

-ANCHIERRI (L.) .-Note sur les avalanches survenues en février 1970 en Savoie. C.-R. S.H.F. mars 1970.

-ANDRE (H.).- Possibilités de mesure du débit des rivières en 1966. Mélanges PARDE, 1968. pp.79-86.

-ARBOS (P.).- Le régime des cours d'eau des Alpes françaises. A. de G. XXVI. p.141.

-ARNBORG (L.).- The Hoffelssandur : a glacial outwash plain. Geogr.Annaler 1955. Arg.37. Ht 3-4, pp.170-245.

-AVSIUK (G.A.).- Etat thermique des glaciers. C.-R. dans Rev.Geomorph.dyn. 1956 n°1-2.

-BADER (H.).- The significance of air-bubbles in glacier ice. J.of G. vol.1, n°8, 1950. pp.443-451.

-BALSEINTE (R.).- Les changements intervenus dans les régimes pluviométriques moyens des Alpes françaises du Nord pendant la période 1935-1950. La Météo. 1957. pp.185-189.

- La part de la neige dans les précipitations en montagne. Rev. Géo. Pyr.S.W. 1957.pp.166-188.

-Climats montagnards et stations climatiques d'altitude. Grenoble 1966. Thèse Lettres. 520 p.

-BAUER (A.).- Les glaciers de l'île Kerguelen. Com. nat.Fr. recherches antarct. n°2. 1963. pp.1-75.

-BAUSSART (M.) et CARBONNELL (M.).- Etude photogrammétrique des glaciers du massif du Mont Blanc. Ann. Géophysique, t. 21, n°3, 1965,pp.450-461.

-de BEAUREGARD (J.).- Caractéristiques hydrologiques de l'année en cours dans les annuaires hydrologiques de la France.

-Quelques remarques sur les crues cévenoles de septembre et octobre 1958, Mem. Et. Trav. S.H.F. 1959,pp.38-49.(en collaboration avec M.PARDE).

-Contribution de l'Electricité de France à l'hydrologie métropolitaine. Mélanges PARDE, 1968.pp.102-110.

-Ordinateur et hydrologie. Bull. A.G.F. n°389-390, mai-juin 1971,pp315-318.

-BELIN.- Mesures d'épaisseur des glaciers. C.-R. Hebd.Ac.Sc. 1962. Paris n°3 pp.546-548.

-BELLAIR et POISSON.- La chute de neige colorée d'avril 1962 dans les Alpes. C.-R. Hebd.Ac.Sc. t.255 1962. pp.2626-2628.

-BENEVENT (E.).- La neige dans les Alpes françaises. R.G.A. 1917.pp.403-498.

-Le climat des Alpes françaises. Paris 1926. Thèse Lettres Grenoble. 435 p.

-BENOIST (Gal).- Le climat du Mont Blanc. Revue alpine. 1936.pp.36-52 et 91-95.

-BEZINGE (A.).- Etude sur le lac glaciaire du Gorner. C.-R. S.H.F. mars 1970.

-Note relative à certaines avalanches poudreuses qui se sont produites en Valais vers la mi-février 1970. C.-R. S.H.F. mars 1970.

-Déglaciation dans les vals de Zermatt et d'Herens de 1930 à 1970. C.-R. S.H.F. mars 1971. 13p.

-Etude descriptive de la forte averse sur les Alpes valaisannes du 20 août 1971. C.-R. S.H.F. mars 1972.

-Sites sous-glaciaires des Alpes dans les glaces tempérées. Intern. Glaciol. Society. Colloque Chamonix, octobre 1972.

-BIAYS (P.).- Problèmes de glaciation et de nivation. Rev.canad.géogr. vol.3, n°1-4, 1949.pp.97-117.

-BILLWILLER (R.) MAURER (J.) et HESS (C.).- Das Klima des Schweiz. Frauenfeld. Suisse. 1909.

-BIROT (P.).- Evolution des théories de la circulation atmosphérique générale. A.de G. mars-avril 1956.

-BLANCHARD (R.).- Régimes hydrauliques et climatiques, Préalpes et Grandes Alpes. Trav.R.G.A. V. 1917. pp.347-384.

-Les Alpes Occidentales. Grenoble 1936-1958. 7 tomes. 4285 p.

-BOIS (P.).- Quelques exemples extrêmes de variabilité interannuelle des cours d'eau. Mélanges PARDE.1968. pp.151-155.

-BOISSEAU (R.).- Etude morphométrique de quelques glaciers de vallée de moyenne latitude. D.E.S. Rennes 1964, non publié.

-BOISVERT (J.-J.).- La neige dans les Alpes françaises. R.G.A. 1955.pp.357-434.

-BOUET (M.).- Le foehn à Altdorf et à Innsbrück (1963-65) Faculté Lettres Brest, juillet 1968, 23 p.

-BOUVEROT (M.).- Notice sur les variations des glaciers du Mont Blanc. U.G.G.I. Toronto 1958. pp.331-343.

-BOYER (J.) et REMENIERAS (G.).- Monographie hydrologique du bassin de la Maronne La Houille Blanche n° 2-4-6 1950. 72 p.

-BROWZIN (B.) et PARDE (M.).- Sur les régimes des rivières caucasiennes septentrionales. R.G.A. XLIV, 1955, pp.539-585.

-BULL et MARANJONIC - Seisme en Alaska. ConF. intern. sur la science des basses températures, Hokkaido, 1967.

-BUT (I.V.).- Meteorologie et hydrologie, n°8 1966. Résumé dans C.-R. S.H.F. 1967.

-CAILLEUX (A.) et ROMANOVSKY (V.).- La glace et les glaciers. P.U.F. Paris 1961 124 p.

-CALLENDAR (G.-S.).- The effect of altitude of the firn area on a glacier's response to temperature variation. J.of G. vol.1 n°10. pp.573-576.

-CAPELLO (C.).- La glaciazione attuale nel massiccio del Monte Bianco; caratteri morfologici e morfometrici dei ghiacciai sul versant italiano. B.C.G.I. 1936,pp.153-230.

-Ricerche di microclimatologia sulla superficia glaciale de Miage. B.C.G.I. 1959-1960.

-CARABELLI (E.).- Exploration géophysique du Miage. B.C.G.I. 1959-1960.

-CARLE (C.) GILLET (F.) et VALLON (M.).- Etude préliminaire du glacier Ampère (Iles Kerguelen). C.-R. S.H.F. mars 1972.

-CATASTO DEI GHIAICCIAI ITALIANI. Torino. 1957-58.

-CHAIX.- Régime de l'Arve et du Rhône. Ann. Ponts et Chaus. 1857.

-CHARPENTIER (G.).- Reconnaissance sous-glaciaire de la Mer de Glace. Colloque Intern.Glaciol.Soc. Chamonix 1972.

-CHATEAUBRIAND (F. DE).- Voyage au Mont Blanc, 1805.Rééd.1920 Grenoble

-CH'UI-CHIH-CHIU .- Irrigation par exploitation des eaux des glaciers. Acta geogr. sinica, vol.26 n°1 1960 pp.35-44.

CLAUSEN, BUCHMANN et AMBACH (W.).- L'Hintereisferner. U.G.G.I. Berne 1967.

-CLAVE (M.).- Le glacier de la Pilatte. C.-R. S.H.F. Tournée glaciologique 1962.

-COLLIER (E.-P.).- Glacier variations and trends in run-off in the Canadian Cordillera. U.G.G.I. Rome 1954. pp.344-357.

-CORBEL (J.).- Crevasses et névés sous-glaciaires. Rev.géogr.Lyon. T.XXX.1955. pp.237-248.

-Trois études de neige : Labrador, Grandes Rousses et Popocatepetl R.G.A. 1960. XLVIII, pp.453-481.

-Neiges et glaciers. PAris, Colin 1962. 224 p.

-Glaciers et climats dans le massif du Mont Blanc. R.G.A. 1963.t.LI vol.2, pp 321-360.

et LEROY-LADURIE (E.).- Datation au carbone 14 d'une moraine du Mont Blanc. R.G.A. 1963, t.LI,pp.173-174.

-Les zones écoulant plus de 3 mètres d'eau. Mélanges PARDE, 1968. pp.151-155.

-COUTAGNE (A.).- Hydrométéorologie des bassins de haute montagne. Paris 1942. Tirage provisoire d'E.D.F. 1954. 2tomes 360 p.

et de MARTONNE (E.).- De l'eau qui tombe à l'eau qui coule, évaporation et déficit d'écoulement. U.G.G.I. 1934 pp.97-128.

-CRARY, FIELD and MEIER.- The United States glaciological researches during the Intern.Gepphys. Year. J.of G. vol.4, mars 1962, n° 51,pp.5-24.

-de CRECY (L.).- Le glacier de Sarennes et le climat grenoblois. Ann. Ecole Nat Eaux et Forêts, XX, fasc.3, pp.343-370.1963.

-Premiers essais d'interprétation statistique sur trois ans d'observations d'avalanches dans les Alpes françaises (1964-1967). C.-R. S.H.F. mars 1968, 12 p.

-La forêt et la rétention nivale en hiver. Mélanges PARDE, 1968 pp.157-166.

-DATI CARATTERISTICI DEI CORSI D'ACQUA ITALIANI. Ministère des T. et P. Rome 1963.

-DERRUAU (M.).- Sur les reliefs volcaniques de l'Arménie soviétique occidentale A.G.F. 1971.n° 385-386.pp.3-10.

-DESIO (A.).- Sull'eccezionale avanzamento de un ghiacciaio himalayano. B.C.G.I. 1954.

-DIRMHIRN (Melle).- Note sur l'albedo de la neige et de la glace. Congrès météo alpine. Vienne 1956.

-DOUGUEDROIT (A.) et de SAINTIGNON (M.-F.).- Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne: exemple des Alpes françaises du sud. R.G.A. LVIII,1970, pp.453-472.

-DRESCH (J.).- Formes glaciaires de Patagonie chilienne. Bull.A.G.F. 1971.pp. 61-69.

-DURAND (M.-C.).- Influence des glaciers sur les cours d'eau pyrénéens. Rev.géo. Pyr.S.W. 1961, pp.289-318.

-ELECTRICITE de FRANCE.- Note sur l'épisode pluvieux des 21-22 septembre 1968. D.T.G. Grenoble.

-ELLISTON (G.-R.).- Water movement through thr Gornergletscher. U.G.G.I. 1969 Cambridge.

-ENGEL et VALLOT .- "Ces monts affreux..." Paris, Delagrave 1934.

-FIELD.- Avalanches caused by the Alaska earthquake of 1st march 1964. U.G.G.I. n°69. Davos 1965.

-FINSTERWALDER (R.).- Der Gletscher Rückgang in den OstAlpen. U.G.G.I. Rome 1954 n°39.pp.498-505.

-Photogrammetry and glacier retreat in the Eastern Alps. J.of G. 1954,II, n°15.pp. 306-315.

-FISHER (J.).- The cold ice tunnel in the Silbersattel (Monte Rosa). J.of G. vol n°2, n°11, 1952. pp.195-196.

-FLINT (R.F.).- Introduction to physical geography, résumé dans J.of G. oct.1955.

-FOREL .- Température estivale et variation de grandeur des glaciers. Mém. Soc. Russe Géogr. St Petersbourg 1908 t.XLVII.

-FRECAUT (R.) - La Moselle et son bassin: contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. Thèse Lettres. 840 p. Brest 1972.

-GALIBERT (G.).- L'évolution actuelle des faces nord de la haute montagne alpine dans le massif de Zermatt. Rev.géogr.Pyr.S.W. 1960,pp.133-163.

-Recherches sur les processus d'érosion glaciaire dans la haute montagne alpine. A.G.F. 1962, pp.8-46.

-GAUDET (F.).- Les débits mensuels des cours d'eau glaciaires de la Haute Arve A.G.F. n°357-358, 1967 pp.31-51.

-Les crues des rivières glaciaires. C.-R. S.H.F. 1970. 8 p.

-Quelques considérations sur les rivières islandaises. Mélanges PARDE, 1968.pp.223-227.

-de GEMINI.- Deflussi glaciali (ghiacciaio di Valtournanche) U.G.G.I. Rome 1954 n°39.pp.383-392.

-GEORGE (P.).- Dictionnaire de la Geographie. Paris 1970. 448 p.

-GHERARDELLI (L.).- Il dominio glaciale nella valle d'Aosta e sua influenza sul regime dei deflussi. Ufficio idrografico del Pô.IX.1931.

-Débits de crue dans les bassins hydrographiques italiens. Mélanges PARDE, 1968,pp.239-242.

-GIGNOUX (M.).- Ce que le glacier de la Brenva a appris aux géologues. Rev.valdôt. 1948, n°2, pp.87-120.

-GLAISTER.- The ice slide of Tour. J.of G. 1951.

-GLEN (J.W.).- Lettre sur un article de MEIER. J.of G. vol.4 n°35, juin 1963.

-GRARD (R.).- Utilisation des lois de distribution des précipitations pour la détermination des crues de faible probabilité. 9ème congrès de météo. alpine. Brig. 1966.

et MATHEVET .- Extension des précipitations de "lombarde" sur les Alpes françaises. LOème congrès de météo.alpine. Grenoble 1968.

-Exposé sur la fusion nivale. Session recyclage en hydrologie. E.D.F mai 1968. Centre Hydrométéo.Alpes .Lyon.

-GUEVIN (D.).- La Doire Baltée et ses tributaires en amont d'Aoste. Mémoire de maitrise. Grenoble 1971. 102 p.

-GUICHONNET (P.).- La catastrophe du glacier du Tour. R.G.A. 1950 pp.198-201.

-GUILCHER (A.).- Précis d'hydrologie marine et continentale. Paris Masson, 1965. 390 p.

-GUILLOT et VUILLOT.- Le télénivomètre à faisceau horizontal mobile. U.G.G.I. XIII,1968, pp.4-12.

-GUILLOT et DUBAND.- Laméthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. S.H.F. 10èmes journées Hydraulique. Paris 1968.

-Estimation des valeurs extrêmes de crues à partir des précipitations Mélanges PARDE, 1968, pp.263-282.

-HAEFELI (R.).- Gletscherschwankung une gletscherbewegung . Schw.Bauzeitung 1955 Bd 73 et 1954 Bd 74.

-The ablation gradient and the retreat of the glacier tongue. U.G.G.I. 1963, Obergurgl. pp.49-62.

-Note sur la classification, le mécanisme et le contrôle des avalanches de glace et des crues glaciaires extraordinaires. U.G.G.I. 1965 n°69, pp.316-325.

-Changes in the behaviour of the Unteraarglacier in the last 125 years. U.G.G.I. XIV mars 1969, pp.85-86.

-HESS (H.).- Die Gletscher. Braunschweig. 1904.

-HOINKES (H.).- Mesures d'ablation et d'apports thermiques sur les glaciers alpins J.of G. vol.2 n°17 avril 1955.

et RUDOLPH .- Variations in the mass-balance of the Hintereisferner 1952-1961. U.G.G.I. 1963, pp.16-28.

-Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. Congrès météo.alp. Brig 1966.pp.9-24.

und WENDLER (G.).- Der Anteil des Strahlung an der Ablation von Hintereis und Kesselwandferner in sommer 1958. Arch.für Météo.geo. und Bioklima. Vienne 1968. Ser.B Bd 16. pp.195-236.

-JAIL (M.) et LOUP (J.).- Lombardes et avalanches. R.G.A. LX. 1972. fasc.4. pp. 643-647.

-JALU (R.) et PRUVOST (J.M.).- Le temps sur les Alpes. La Météo. 1957, n°45-46 pp.23-41

-JANIN (B.).- Les tunnels du Mont Blanc et du Grand St Bernard. R.G.A. L. 1962. pp.87-120.

-JOURDAN-LAFORTE.- Débâcle glaciaire de la Mer de Glace. R.G.A. t.VIII ,1920.

-KASSER (P.).- La répartition des précipitations des deux côtés d'une arête. U.G.G.I. Rome 1954, n°36.p.287.

-Sur le bilan hydrologique des bassins glaciaires avec application au grand glacier d'Aletsch. U.G.G.I. Rome 1954, t.iV, n°39,pp.331-350.

Sur l'indice d'évaporation du bassin versant alpin de Mattmark. U.G.G.I. Dijon, 1956, Pub.n°40.

-Influence du recul et de l'avance des glaciers sur le régime. Cours d'eau et énergie. 1959, n°6. Zürich.

et MULLER .- Uber die Gletscherânderungen seit 1900 in den Schweizer Alpen. Cours d'eau et énergie 1960, n°8-10.

-Remarques sur les variations des glaciers suisses et le réseau d'observations. C.-R. S.H.F. mars 1969, 10 p.

-Influence of changes in the glacierized area on summer run-off in the Porte du Scex drainage basin of the Rhône. U.G.G.I. Cambridge sept.1969. Pub.n°95.1973.

-KOECHLIN (R.).- Les glaciers et leur mécanisme. Lausanne 1944.

-LA CHAPELLE (E.).- Assessing glacier mass budgets by reconnaissance aerial photography. J.of G. 1962.pp.290-297.

-LANG (H.).- Uber den Tagesgang im Gletscher abflüss. Congrès int. Météo.alpine Brig.1966.pp.32-38.

-About relations between glacier run-off and meteorological factors observed in the glacier and outside. U.G.G.I. Berne 1967.Pub.n°79. pp.429-439.

-LANSER (O.).- Beiträge zur Hydrologie der Gletschergewässer. Schriftenreihe des Osterreicheschen Wasserwirtschaftsverbands. Ht 28,Vienne 1959.

-LEROY-LADURIE (E.).- Histoire du climat depuis l'an mil. Paris Flammarion 1967 378 p.

-LESCA (C.).- Impiego della fotogrammetria per il rilievo aree glaciali. Boll. Soc.ital. fotogram.e topograf. n°1 1970.pp.35-51.

-LINSLEY (R.).- The index concept in hydrology. U.G.G.I. Bruxelles 1952.pp.261-265.

LLIBOUTRY (L.).- Le massif du Nevado Juncal (Andes de Santiago, ses pénitents et ses glaciers. C.-R. S.H.F. 1954.

Prospection au glacier d'Argentière. C.-R. S.H.F. 1959.

VALLON (M.) et VIVET (R.).- Etude de trois glaciers des Alpes françaises. U.G.G.I. Obergurgl 1962, n°58. pp.145-159.

-L'eau incluse dans nos glaciers. C.-R. S.H.F. 1964.

-Traité de glaciologie. Paris Masson 1965. 2 tomes. 1040 p.

-Equilibre du glacier et théorie du frottement. C.-R. S.H.F. 1966.

-Implantations et exploitation d'un réseau de balises d'ablation glaciaire. Mélanges PARDE, 1968. pp.373-386.

-Dynamics of temperate glaciers. J.of G. vol.n°8, n°53. pp.185-205.1969.

-Les catastrophes glaciaires. La Recherche.n°12.1971.pp.417-425.

PAUTRE (A.) et SCHNEIDER (B.).- Les conséquences du tremblement de terre du 31 mai 1970 sur quelques appareils glaciaires de la Cordillère Blanche (Pérou). C.-R. S.H.F. 1972. 10 p.

LOUP (J.).- Pasteurs et agriculteurs valaisans. Contribution à l'étude des problèmes montagnards. Thèse Lettres Grenoble. 1965. 679 p.

-Fréquence des avalanches en Haute Tarentaise. R.G.A. 1967, n°4, pp. 587-604.

et BILLET (J.).- Le 12ème congrès de météo.alpine. R.G.A. 1973. fasc.1 pp.165-170.

LUGIEZ, GUILLOT, VUILLOT et JACOB.- REcherches d'améliorations sur le nivomètre à absorption du rayonnement gamma. U.G.G.I. Berkeley 1963.

LUTSCHG (O.).- Uber Niederschlag und Abfluss in Hochgebirge. Zürich 1926.

-Zur Hydrographie des Hochgebirge des Schweizer Alpen. Congrès int. géographie. Paris 1931. t.II.

-Zum Wasser haushalt des Schweizer Hochgebirges. Berne 1950.

MAIN (Melle).- Régime des cours d'eau des Alpes françaises. Rec.Trav.I.G.A., III 1915.pp.242-335.

MALLASIGNE (C.).- La vallée et le glacier du Trient : étude de géographie physique D.E.S. fac.Nanterre, 1969.

MANLEY (G.).- On the occurence of ice-domes and permanently snow-covered summits. J.of G. II, n°17, 1955.pp.453-455.

de MARTONNE (E.).- Traité de géographie physique. Paris Colin, 1919. 3 tomes.

-Les Alpes. Paris Colin 1926. 215 p.

-Géographie physique de la France. Paris Colin 1942. 465 p.

MERCANTON (P.-L.).- Un demi-siècle d'observations à l'échelle nivométrique de l'Eiger. U.G.G.I. Toronto,1957,t.IV.pp.222-224.

-Aires englacées et cotes frontales des glaciers suisses. Cours d'eau et énergie. 1958. n°12. pp.1-8.

-MEIER (F.).- Proposed definitions for glacier mass budget terms. J.of G. n°33, vol.4, 1962. pp.252-261.

-Mass budget of South Cascade glacier (1957-1960). J.of G. 1965.n°41 pp.547-566.

-MERTZ (J.).- Essai sur la classification des types de temps sur les Alpes d'après la disposition des isohypses à 500 mb. La météo.1957.pp.305-315

-MESSINES DU SOURBIER (J.).- Enseignements tirés de la tournée glaciologique 1949. La Houille blanche, mai 1950. pp.3-7.

-Note sur l'écroulement du glacier du Tour (14-8-1949) C.-R. S.H.F. 1950,pp.56-60.

-MEYER (L.).- Méthode de mesure de la densité et de la valeur en eau d'une couche de neige au laboratoire du col de Porte. Congrès A.F.A.S. Bordeaux, juillet 1967.

-MILLECAMPS (R.).- Sur l'application de la photogrammétrie terrestre à l'étude de la Mer de Glace. C.-R. Ac Sc. t.242, n°1, 4 janvier 1956.

-Investigations glaciologiques dans le massif du Mont Blanc, C.-R. S.H.F. 1957.

-MINISTERE DE l'AGRICULTURE.- Service d'études des grandes forces hydrauliques. Région des Alpes. t.II Résultats des études et travaux. 1ère section. Planimétrie. Paris 1905. Imprimerie Nationale.

-MONTERIN (U.).- Recherche sur l'ablation glaciaire et l'écoulement sur le versant sud du Mont Rose. Ufficio idrografico del PO. Pub.n°10. fasc.6. 1931. pp.1-76.

-MOREL (P.).- Contrôle des résultats d'un réseau de nivo-pluviomètres totalisateurs. La météo. 1957. pp.133-140.

-MORIKOFFER.- The dependence on altitude of the snow cover in the Alps. U.G.G.I. Oslo,1948. pp.161-170.

-MULLER (F.) and ROSKIN-SHARLIN (N.).- A high arctic climate study on Axel Heiberg Island. Mac Gill Univ. Meteor.n°3. 1967.

-NYE (J.-F.).- The mechanics of glacier flow. J.of G. vol.2, n°12. 1952.pp.82-93.

-The influence of climatic variations on glaciers. U.G.G.I. Helsinki 1960.pp.397-404.

-Water at the bed of a glacier. U.G.G.I. Cambridge 1969.

-OBLED .- Echange d'énergie entre la neige et l'atmosphère. C.-R. S.H.F. 1970.

-Vers une prévision numérique des avalanches. C.-R. S.H.F. 1971.

-ONDE (H.).- La Maurienne et la Tarentaise. Grenoble 1938. Thèse Lettres. 623 p.

-OSTREM (G.) et KARLEM -V.).- Nigardsbreen Hydrologi. Norsk geog. Tidskrift. Bd XVIII.Ht 3-4.Oslo 1961. pp.156-202.

-PALGOV .- The relation between glacier retreat and the position of firn-line with special reference to the Zentralny Tuyuksu glacier. U.G.G.I. Obergurgl,1962.pp.40-48.

-PARDE (M.).- Le régime du Rhône. Thèse de doctorat Lyon 1925.1330p.

-Les crues de l'Arve en octobre 1930. R.G.A. XIX, 1931.pp.495-498.

-Fleuves et rivières. Paris 1933 224 p. 3ème éd.1964.

-Quelques notes sur l'hydrologie du Brahmapoutre, du Gnage et de l'Indus. R.G.A. XXVIII. 1940. pp.157-198.

-La formaidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées orientales. Rev. géog.Pyr S.W. 1941, XIII.pp.236-279.

-Quelques nouveautés sur le régime du Rhône. Etudes rhodaniennes. Lyon 1942. 200 p.

-Sur les crues pluviales non régulières de saison chaude dans les régions non tropicales. U.G.G.I. Rome 1954. pp.340-440.

-Sur quelques rivières d'abondance spécifique énorme. U.G.G.I. Dijon Symposium Darcy 1956, pp.184-190.

-Sur les régimes des rivières caucasiennes septentrionales. R.G.A. 1955. pp.539-585.

-Sur les altitudes des précipitations maxima en haute montagne d'après les débits fluviaux. La Météo. 1956 pp.191-197.

-Le régime des rivières en Nouvelle -Zélande. R.G.A. 1960.pp.383-429.

-Sur les fontes des neiges lors des crues. La grande crue alpestre de juin 1957. R.G.A. 1959.pp.325-361.

- Sur la puissance des crues en diverses parties du monde. Geographica Saragosse. 1963, 293 p.

-Mélanges offerts à Maurice PARDE, Paris 1968. 781 p.

-PEDELABORDE (P.).- Introduction à l'étude scientifique du climat. Notions élémentaires de climatologie dynamique. Paris 1954. 150 p.

-Remarques sur les variations de volume des précipitations. Mélanges PARDE. 1968. pp.409-504.

-PEGUY (CH.-P.).- Haute Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du sud. Thèse Lettres. Grenoble 1947. 314 p.

-Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique. R.G.A. 1948, pp.5-102.

-La neige. Paris.Coll.Que sais-je? n°538,1952.

-Mesures d'ablation au Hofsjokull (Islande). U.G.G.I. Rome 1954. pp.320-324.

-Quelques enseignements de l'analyse morphométrique du glacier de Saint Sorlin. R.G.A. 1958,XLVI, pp.405-413.

-Précis de climatologie. Paris Masson 1961. 347 p.

-Le glacier de Saint Sorlin : évolution générale. Problèmes et

types de bilan. Bull.A.G.F. 1963. n°311-312.pp.49-60.

-Schématisation et représentation cartographique des régimes pluviométriques. Bull.A.G.F. 1965.n° 338-339.pp. 2-15.

-Le climat du Dauphiné. Information Jeux Olympiques. Grenoble 1968. pp.1-18.

-Quelques réflexions sur la signification de régimes pluviométriques moyens d'inégale durée de référence. Mélanges PARDE. 1968. pp. 505-515.

-Etude sur la variabilité des précipitations de semestre froid en Vanoise. C.-R. S.H.F. 1971.

-PLAS (J.-J.).- Les avalanches dans les Alpes françaises. Bull. CEDONIGLA. Note EERM n°245.

-POGGI (A.).- Effets du rayonnement sur les mesures de température. Bull. CEDONI GLA.Note EERM n°102.

-Distribution altimétrique de la durée de l'enneigement dans les Alpes françaises du nord. La météo.1957.

-L'évolution de la neige à moyenne altitude. La Houille Blanche. n°4 et 5. 1965.

-Les mesures de précipitations neigeuses. U.G.G.I. Berne 1967.

et PLAS (J.-J.).- Conditions météorologiques critiques pour le déclenchement des avalanches. Bull.CEDONIGLA.Note EERM n° 217.

-de QUERVAIN (M.).- Zur verdunstung der Schneedecke. U.G.G.I. Bruxelles 1951.t.1

-RACT-MADOUX (M.) et REYNAUD (M.).- L'exploration des glaciers en profondeur. La Houille Blanche, mai 1951. Grenoble.pp.299-307.

-REIST (M.).- Beiträge zur Morphologie une Hydrologie des Bavonatales. Beit.zur Geologie der Schweiz. Hydrologie n°11.Zürich.

-REMENIERAS (G.) et BOYER (J.).- Monographie hydrologique du bassin de la Maronne La Houille Blanche,n°2-4-6, 1950. 72 p.

-Elements d'hydrologie appliquée. Paris Colin, 1959. 208 p.

-RENAUD (A.).- La circulation de l'eau à l'intérieur du glacier. Var.des Glaciers suisses. 1950.

-Observations on the surface movement and ablation of the Gorner glacier. J.of G. vol.2.1952. pp.54-57.

et MERCANTON (P.-L.).- Sondages sismiques de la Commission helvétique des glaciers. U.G.G.I.Oslo.1948.T.2, pp.346-352.

-REY (L.).- La neige en Chartreuse, enneigement, précipitations et températures hivernales mesurées au col de Porte de 1960/61 à 1969/70. C.-R. S.H.F mars 1971.

-REYNAUD (L.).- Observations sur la Mer de Glace. C.-R. S.H.F. nov.1953.

-Mesures de vitesse des glaciers par photogrammétrie terrestre. C.-R. S.H.F. 1971.

REID(I.A.) et PATERSON (W.).-Mesuring the water produced annually by melting. U.G.G.I. -A.I.H.S. Cambridge, 1969. Pub.n°95.1973.

-RIST (S.).- The thickness of ice-cover of Myrdalsjokûll, southern Iceland. Jokûll.17 Ar.1967. pp.237-248.

-ROCH (A.).- Les plans de zones d'avalanches. C.-R. S.H.F. 1969.

-ROGSTAD (O.).- Variations in the glacier mass of Jostedalbreen. J.of G. vol.1 n°10. oct.1951.

-ROSSI (G.).- Contribution de la couche de neige à la formation des débits superficiels. C.-R. S.H.F. 1972.

-RUEGG (W.).- La Cordillère Blanche du Pérou et la catastrophe du Huascaran. Les Alpes 4ème trim. 1962.pp.275-280. Berne.

-de SAINTIGNON (M.-F.) et VIVIAN (H.).- Les pluies d'août et de septembre 1968 dans les Alpes françaises. R.G.A. LVII.1969? fasc.2.pp.335-360.

SANSON (J.) et PARDE (M.).- La sécheresse des années 1942-1949 en France. R.G.A. 1960 pp.369-403.

de SAUSSURE (H.B.).- Voyages dans les Alpes. Neufchâtel. Suisse. 1779 et 1786.

-SCHIMPP (O.).- La rétention du glacier d'Hintereis (Otztal).U.G.G.I. Toronto. 1958. pp.301-314.

-SCHUEPP (M.).- Klimatologie des Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt.Zürich. Bewolkung und Nebel : 1963. Sonnenscheindauer 1962. Lufttemperatur: 1960-1969.

LUGEON (J.) et UTTINGER (H.).- Die Klimatischen Verhältnisse des Schweiz in den letzten 50 Jahren. Cours d'eau et énergie. 1960. n°8-10.pp.179-197.

-SCHYTT (V.).- Mass balance studies in Kebnekaise. J.of G. vol.4, oct.1962. pp. 281-286.

-SERRA (L.).- Essai d'étude de l'influence de la nature géologique d'un bassin sur l'écoulement. Ann.hydrol. France. 1947.pp.5-33.

-La précision des mesures pluviométriques. U.G.G.I. Rome 1954, n°36. pp.277-286 et p.312.

-SHARP.(R.).- Letter about evaporation in Sierra Nevada. J.of G. 1954.p.583.

-SHUMSKIY (P.A.).- Principes de glaciologie structurale. Ann. Centre Et.et doc. paleontol. 1955.

-SIEGFRIED (E.)et GAUTHERON (J.).- Examen des variations "anormales" de débit pour certains cours d'eau glaciaires. C.-R. S.H.F. 1968.58 p.

-STCHEGLOVA (O.P.).- Classification des cours d'eau de l'Asie moyenne soviétique suivant le type de leur alimentation. Izv. Ak. Nauk. Moscou. Série géogr. 1961. n°3. pp.19-27. Trad.Inst.Géogr. Paris.

-STEINBERG (J.).- Le climat estival de la haute vallée de l'Arve. 1961-1962. A.de G. 1965, pp.129-159.

-STENBORG (T.).- Problems concerning winter run-off from glaciers. Geogr.Annaler 47 A. n°3. 1965.pp.141-184.

-STREIFFBECKER (R.).- Der wasserabfluss in einem Gletschertal. U.G.G.I Oslo 1948 pp.338-340.

-Extrusion-flow. J.of G. vol.2 n°11.mars 1952.

-SUSLOV (V.F.) et AKBAROV (A.A.).- Hydrological regime of glaciers in the Alay Range. Central Asia. U.G.G.I. Symp. Cambridge.Pub.n°95.1973.p.235-8.

-SUSSTRUNK (A.).- Sondages de glaciers par la méthode sismique. La Houille Blanche n° spécial, mai 1951. Grenoblepp.309-318.

-Symposium sur l'hydrologie des glaciers : U.G.G.I. A.I.H.S. Commission Neiges et glaces. Pub.n°95.1973. 262 p.

-TAILLEFER (F.).- Une crue d'automne sur le gave de Pau. Mélanges PARDE.1968. pp.641-650.

-THORARINSSON (S.).- The jokŭlhlaup from the Katla area in 1955 compared with others jokulhlaup in Iceland. Jokŭll,1957.7ar.pp.21-25.

-On the possibilities of predicting the next eruption of Katla Jokŭll.1959.9 ar.pp.6-18.

-Iceland, a geography of Norden. Oslo 1960. pp. 203-233.

-Changes in the water-level in the Grimsvötn caldeira (1954-1965). Jokŭll.1965.15 A.pp.109-119.

-TONINI (M.).- Sur les corrélations entre les précipitations neigeuses et les débits d'un cours d'eau typique. U.G.G.I. 1951.Bruxelles t.1 pp.322-329.

-TRICART (J.) et CAILLEUX (A.).- Traité de gépmorphologie. Paris Sedes 1962. t.III Le modelé glaciaire et nival. 508 p.

-TURC (L.).- Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse Paris 1953. Ann. Agron. 1954.

-UJVARI (I.).- La zonalité verticale des éléments climatiques et hydrologiques. Mélanges PARDE.1968.pp.699-707.

-VALLON (M.) .- Etude de la Mer de Glace. Thèse sciences Grenoble. 1967.

-Le Callejon de Huaylas et la Cordillera Blanca. Pérou. C.-R. S.H.F 1971.

-Prospection geophysique sur le glacier de Gébroulaz. C.-R. S.H.F. 1971.

-Carottage continu de 187 m. sur le glacier de la Vallée Blanche. C.-R. S.H.F. 1972.10 p.

-VALLOT (J.).- Variations de la température, la pression et la vapeur d'eau au Mont Blanc et aux stations inférieures d'après les observations de 1887. Ann.Observ.Mont Blanc, t.1, 1893,pp.25-45.

VANNI (M.).- Le variazione frontali dei ghiacciai italiani negli ultimi venticinque anni. B.C.G.I. n°2. 1948.

-Il manto nevose del bacino dell'alta Valtournanche e il deflusso del torrente Marmore. B.C.G.I. n°3 1952.

ORIGLIA (C.) et DE GEMINI (F.).- I ghiacciai della valle d'Aosta. Comitato glacol. italiano. Torino 1953. 175 p.

- Mesure des précipitations et emploi des nivo-pluviomètres en haute montagne. La météo. 1957.pp.127-131.

-Il glacialismo attuale nelli Alpi piemontesi nei rapporti col regime dei corsi d'acqua. B.C.G.I. n°8. 1957-58.

-VEYRET (P.).- Les pays de la Moyenne Durance alpestre. Etude géographique. Thèse Lettres Grenoble. 1945.595 p.

-Trois glaciers du Pelvoux en 1951. R.G.A. t.XL. fac.1; 1952. pp. 197-199.

-La tournée glaciologique de 1957 de la S.H.F. R.G.A. 1958, t.1.

-L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix. R.G.A. XLVII, 1959, pp.5-36.

-Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciaires en action. R.G.A. 1971, LIX, fasc.2, pp.155-170.

-Le guide du naturaliste dans les Alpes. t.II, Le climat, pp.89-112. Neufchâtel 1972.

-Les glaciers du massif du Mont Blanc (versant nord) durant les étés 1971-72-73. R.G.A. 1974.fasc.2. t.LXII.pp.137-152.

-VEYRET-VERNER (Mme G.).- L'industrie dans les Alpes françaises. Etude géograph. Thèse Lettres Grenoble. 1948. 371 p.

-VINCENT (M.) et GEOFFRAY (H.).- Etude d'un régime glaciaire en fonction de la température et de l'ensoleillement. Baie du Roi. Spitzberg. 1966. Mém. Doc. C.N.R.S. 1970.

-VIVIAN (H.).- Données nouvelles sur l'hydrologie de l'Isère et de l'Arc supér. R.G.A. 1964.pp.265-303.

-VIVIAN (R.).- La catastrophe du glacier d'Allalin, R.G.A. 1966. LIV.pp.97-112.

-Fiches des glaciers français, publiées dans R.G.A. depuis 1967.

-La cartographie des glaciers. R.G.A. 1968.LVII.pp.593-601.

et ZUMSTEIN (J.).- Hydrologie sous-glaciaire au glacier d'Argentière. U.G.G.I. Symp. Cambridge.1969. Pub.n°95, 1973.

-Hydrologie et érosion sous-glaciaire. R.G.A. LVIII.1970.pp.241-264.

-Fronts glaciaires, hydrologie et morphoglaciologie. C.-R. S.H.F.1971

-Les variations récentes des glaciers dans les Alpes françaises. 1900-1970. Possibilités de prévision. R.G.A. LIX.1971. fasc.2. pp.229-242.

et CHARPENTIER (G.).- Observations glaciologiques sur la Mer de Glace et le glacier d'Argentière. C.-R. S.H.F. mars 1972.

et BOCQUET (G.).- Subglacial cavitation phenomena under the glacier d'Argentière, Mont Blanc, France. J. of G. vol.12.n°66.1973.pp.439-451.

WAEBER (M.).- Observations sur le régime des torrents alpestres en haute altitude et spécialement d'un torrent glaciaire. Ann. Hydrol. Fr.1945.pp.5-36.

WENDLER (G.) et ISHIKAWA (N.).- Experimental study of the amount of ice-melt using three different methods : a contribution to the International Hydrological Decade. J.of G. vol.12.n°66. 1973. pp.399-410.

-WIDMANN.- Glacier Noir et Glacier Blanc. C.-R. S.H.F. mai 1951.

-WISEMANN (M.-L.).- Water-spouts in the Aletsch glacier. J.of G. 1963.pp.647-8.

-WUNDT (W.).- Gewässerkunde. Heidelberg. Springerverlag.1953.

-ZANON (G.).- Recherches sur le bilan de masse glaciaire avec application au glacier de la Marmolada. B.C.G.I. n°15. 1965.

-ZINGG (Th.).- Deziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags-und Abflussfragen. U.G.G.I. Bruxelles 1951. pp.266-269.

TABLE DES FIGURES

Chapitre I et II

p.10. Fig.n°1 . L'arc alpin et la courbe de niveau de 3000 m.
p.12. Fig.n°2 . Les Alpes Bernoises : glaciers et stations de mesures.
p.14. Fig.n°3 . Les Alpes Pennines : id.
p.18. Fig.N°4 . Le massif du Mont Blanc : id.
p.20. Fig.n°5 . Les Alpes Graies : id.
p.23. Fig.n°6 . Le massif du Pelvoux : id;
p.33. Fig.n°7 . Distribution des surfaces par tranches d'altitude.
p.42. Fig.n°8 . Courbes hypsométriques : glaciers du Mont Blanc.
p.43. Fig.n°9 . id. id.
p.44. Fig.n°10. id. glaciers d'Aletsch et du Gorner.

Chapitre III.

p.59. Fig.n°11. Stations météorologiques et totalisateurs: Alpes Bernoises
p.60. Fig.n°12. id. Alpes Pennines
p.61. Fig.n°13. id. Mont Blanc
p.62. Fig.n°14. id. Alpes Graies
p.63. Fig.n°15. id. Pelvoux

Chapitre IV.

p.68. Fig.n°16. Températures moyennes mensuelles: 1954-1964.
p.75. Fig.n°16bis. Evolution décennale de la température et des précipitations.

Chapitre V.

p.90. Fig.n°17. Isohyètes 1936-65.
p.98. Fig.n°18. Les précipitations selon l'altitude.
p.107. Fig.n°19. Evolution du régime saisonnier des précipitations.
p.111. Fig.n°20. Averse des 22-25 juillet 1965
21. - 17-2-1960
22. - 18-19 mai 1964
23. - 21-22 septembre 1968.
p.114. Fig.n°24. Zone d'extension des régimes de "lombarde".(d'après E.D.F.)

Chapitre VI.

p.120. Fig.n°25. Régimes nivométriques. Chamonix.
p.120. Fig.n°26. id. Vallorcine.
p.120. Fig.n°27. id. Le Tour.
p.125. Fig.n°28. Evolution du manteau neigeux: 15 avril,15 mai.
p.126. Fig.n°29. id. 15 juin, 15 juillet.
p.127. Fig.n°30. id. 15 août, 15 septembre.
p.128. Fig.n°31. id. 15 octobre.
p.139.Fig.n°32. Températures et précipitations mensuelles au Tour.
p.139. Fig.n°33. id. à Grand St Bernard.
p.139. Fig.n°34. Climogrammes du Tour et de Grand St Bernard.

Chapitre VII.

p.147. Fig.n° 35. Relations entre le rayonnement, la température et le débit.
p.170. Fig.n° 36. Bilans de quatre glaciers.

Chapitre IX.

p.194. Fig.n° 37. Corrélations entre les précipitations et les débits de la Massa.
Fig.n° 38. Modules de trois rivières d'englacement différent.
p.195. Fig.n° 39. Corrélations débit annuel température estivale.
Fig.n° 40. id. précipitations.
p.197. Fig.n° 41. Débits classés Arveyron de la Mer de Glace.
p.198. Fig.n° 42. - Arve au Pont de la Joux.
p.199. Fig.n° 43 - Arveyron d'Argentière.
Fig.n° 44. de trois rivières.
p.206 bis. Fig. n° 45. Bilans de plusieurs glaciers.
p.209. Fig.N° 46. Facteurs climatiques, débits et bilans.
p.210. Fig.n° 47. Corrélations débits de la Massa bilans du glacier d'Aletsch.

Chapitre X.

p.216. Fig.n° 48. Débits mensuels : Haute Arve.
49. id. : Alpes Graies, Pelvoux.
p.217. Fig.n° 50. Débits mensuels : Suisse
p.218. Fig.n° 51. id. : Italie.
p.219. Fig.n° 52. Débits mensuels d'amont en aval. Arve, Rhône.
p.232. Fig.n° 53 A. Débits mensuels, précipitations et températures.
B. Corrélations débits-précipitations.
p.233. Fig.n°54. Corrélations débits températures.
p.236. Fig.n° 55. Débits mensuels de certaines années : 1963,1964,1967.
p.237. Fig.n° 56. id. 1966,1970.
p.238. Fig.n° 57. id. 1969.
p.240. Fig.n° 58. Débits mensuels de trois rivières voisines.
p.242. Fig.n° 59. Hydrogrammes du printemps 1960.
p.243. Fig.n° 60. 1964.
p.244. Fig.n° 61. 1963.
p.246. Fig.n° 62. de l'automne 1961.
p.247. Fig.n° 63. 1958.
p. 248.Fig.n° 64. 1962.
p.249. Fig.n° 65. 1964.

Chapitre XI.

p.252. Fig.n° 66. Pulsations journalières.
p.254. Fig.n° 67. Pulsations journalières.
p.255. Fig.n° 68. Pulsations journalières et oscillations de la température.

Chapitre XII.

p.279. Fig.n° 69. Crue de fusion du 16-20 juillet 1964.
p.280. Fig.n° 70. du 15-19 juillet 1969 à Stafel.
p.281. Fig.n° 71. du 4 au 10 août 1965.
p.293. Fig.n° 72. Crue pluviale du 23 juillet 1964.
p.294. Fig.n° 73. 15 août 1959.
p.295. Fig.n° 74. juin 1963.
p.296. Fig.n° 75. 16 juillet 1958.
p.297. Fig.n° 76. août 1963.
p.298. Fig.n° 77. 17 septembre 1964.

p.304. Fig.n° 78. Crues pluviales Eau de Bérard. Avril 1966 et mai 1964.
p.309. Fig.n° 79. du 25 septembre 1963.
p.311. Fig.n° 80. 23-7-1965: Argentière
p.312. Fig.n° 81. Mer de Glace.
p.315. Fig.n° 82. Eau de Bérard: juin 1964 et août 1966.
p.316. Fig.n° 83. : 12 août 1963.
p.317. Fig.n° 84. : juillet et septembre 1964.

Chapitre XIII.

p.335. Fig.n° 85. Composition des débits : années 1960-1964-1965.
p.342. Fig.n° 86. :1954-64:Arveyron Mer de Glace.
p.343. Fig.n° 87. :4 rivières.
p.353. Fig.n° 88. Taux d'englacement et part de la fusion glaciaire dans le débit.

Chapitre XIV.

p.366. Fig.n° 89. Débits A. Mer de Glace vers 1939 et en 1954-1964.
Fig.n° 90. Débits Rhône à Gletsch en 1894-1928 et 1956-1970.
p.367. Fig.n° 91. Débits de la Massa à 4 périodes.

Chapitre XV.

p.374. Fig.n° 92 et 93. Hydrogrammes de l'Arveyron de la Mer de Glace en juillet
p.375. 1969. Rupture d'une poche d'eau.

TABLE DES MATIERES

Pages

INTRODUCTION 1

PREMIERE PARTIE. LES FACTEURS CONDITIONNELS DU REGIME GLACIAIRE.

Chapitre I. Répartition des glaciers et de leurs émissaires dans l'arc alpin 9
-les Alpes Bernoises 11
-les Alpes Pennines 13
-le massif du Mont Blanc 17
-les Alpes Graies 19
-le Pelvoux 21

Chapitre II. Les facteurs topographiques

I.L'altitude 24
A. Lignes de crêtes et hautes surfaces 25
B. Distribution des surfaces selon l'altitude 28
C. Altitude des fronts des glaciers 34
D. Altitude moyenne des glaciers 35

II.Pentes et versants 39
III. Orientation des chaines et des glaciers 42
IV. Taux d'englacement 43
V. Nature du sol et couverture végétale 48

Chapitre III. L'équipement climatologique de l'arc alpin

A. Des difficultés onhérentes aux observations de haute montagne 51
B. L'équipement climatologique d'altitude 53

Chapitre IV. Les températures en montagne. 65

I. Valeurs annuelles et mensuelles de la température moyenne 67
II. Variations journalières de la température 74
III. Nombre de jours de gelée 76
IV. Nombre de jours de forte température 77
V. Décroissance de la température avec l'altitude 78
VI. L'isotherme 0° 79
VII. Altitude de l'isotherme 0° et surfaces soumises à la fusion 80
VIII. Somme des températures journalières positives 81
IX. Ensoleillement et nébulosité 82
X. Quelques données sur le rayonnement solaire 86

Pages

Chapitre V. Les précipitations dans l'arc alpin. 88

A. L'abondance pluviométrique moyenne annuelle. 89
1°/ L'abondance moyenne 91
2°/ L'abondance selon les années 91
3°/ Fréquence des jours de précipitations 97
4°/ Le gradient pluviométrique 97
5°/ L'optimum pluviométrique 100

B. Les variations saisonnières
1°/ Des régimes peu différenciés 102
2°/ Variabilité interannuelle 102
3°/ Les différents régimes 104
4°/ Prédominance de l'hiver 105
5°/ Influence sur les glaciers 105

C. Les grandes averses 108
1°/ Types de temps générateurs d'averses 109
2°/ Fréquence et intensité 109

Chapitre VI. Les précipitations neigeuses et les autres éléments du climat

I. Les précipitations neigeuses 116
A. Nivosité 117
B. Abondance moyenne et régime 117
C. Manteau neigeux 121
-1°/Durée de l'énneigement 122
-2°/Epaisseur et valeur en eau du manteau 124
II. Vent et Humidité relative 130

III. Evaporation et condensation 133
a)valeurs annuelles de l'évaporation 134
b)valeurs mensuelles 136

IV. Etude climatique de la période 1954-1971. 137

Chapitre VII. Neige et glace. Fusion et écoulement. 144

A. Fusion de la neige 144
I. Sources de chaleur 145
II. Coefficients d'ablation 146
III. Ecoulement de l'eau de fusion nivale 148
IV. Epoque de l'écoulement 149

B. Les avalanches 150

C. De la neige à la glace 152

D. Le glacier, corps étranger et corps intermédiaire 153

E. Le mouvement de la glace vers l'aval 157
I-manifestations de ce mouvement 158
II-mesures de vitesse 159

F. Epaisseur des glaciers alpins 161

G. Fusion glaciaire : le gradient d'ablation 161

H. La circulation de l'eau dans un glacier 164

I. Epoque de la fusion glaciaire 167

J. Volume de la fusion glaciaire en fonction des surfaces 168

Pages

K. Equilibre glaciaire et bilans des glaciers 168

L. Variations du volume de la Mer de Glace entre 1939 et 1952 169

M.Oscillations des fronts des glaciers 172

DEUXIEME PARTIE : LE REGIME GLACIAIRE

Chapitre VIII. L'équipement hydrologique des bassins glaciaires 177

I. Technique des mesures en hydrologie 177

II. Les stations de jaugeage 179

Chapitre IX. L'abondance moyennne

I. Le module 185

II.Courbes des débits classés et débits caractéristiques 196

III. Abondance moyenne et bilan des glaciers 204

Chapitre X. Les variations saisonnières 212

I. Moyennes mensuelles des débits 212
1°/l'irrégularité saisonnière 213
2°/ l'abondance estivale 221
3°/ les mois intermédiaires 224
4°/ les étiages d'hiver 225
5°/ Variations le long d'une même rivière 228

II.Classement des différents types de régime glaciaire 228
1°/ Classement par ordre d'importance des débits d'été 229
2°/ Classement par taux d'englacement du bassin 229
3°/ Classement des glaciologues russes 230

III.Régime saisonnier et facteurs climatiques 231
A. année moyenne 231
B. quelques années caractéristiques 234
C. quelques débits journaliers 239
-gonflement printanier 239
-tarissement 245

Chapitre XI. Les oscillations journalières des débits glaciaires 250

I. Apparition et disparition des pulsations 251

II. Amplitude des pulsations 253

III. Dessin des pulsations 253

IV. Pulsations et variations de la température de l'air 257

V. Propagation des pulsations à l'aval 258

VI. Analyse de quelques débits journaliers 259
4-6 août 1964 260
1-3 juillet 1964 264
21-23 juillet 1959 264
3-4 septembre 1958 264

Pages

VII.Analyse des débits d'une rivière nivo-glaciaire 266

VIII. Peut-on reconstituer les débits extrêmes journaliers ? 267

IX. Conclusion 268

Chapitre XII. Les crues 269

I. Puissance des crues 270

II.Valeur et époque de la crue annuelle 273

III. Fréquence des crues 274

IV. Crues de fusion et crues pluviales 276
A. Crues de fusion 277
1°/Analyse de quelques crues de fusion:16-20 juillet 1964 282
2°/ 28-31 août 1958 285
3°/ 5-10 août 1965 285
4°/ 14-17 septembre 1963 285
5°/ Crues de fusion sur une rivière nivo-glaciaire 286
6°/ Extension d'une crue de fusion dans l'arc alpin 287
B. Crues pluviales 289
1°/Averses et crues pluviales au cours de l'année 290
2°/ Dessin des hydrogrammes 291
3°/Analyse des crues pluviales: 14-17 août 1959 299
23-25 juillet 1964 302
20 mai 1964 303
17 septembre 1964 305
19-22 juin 1963 306
16-18 juillet 1958 307
24-26 septembre 1963 308
26 juillet 1965 310
11-17 août 1963 313
9-10 février 1966 314
4°/Crues pluviales de l'Eau de Bérard, rivière à régime nivo-glaciaire 314
5°/Quelques enseignements à tirer de l'analyse des crues pluviales 319
6°/ Extension des crues pluviales dans l'arc alpin 323

Chapitre XIII.Analyse des débits mensuels des rivières glaciaires. 326

I.Débits mensuels de certaines années
-Eté 1965 328
-Eté 1964 336
-août 1962 337
-Eté 1960 338

II.Débits moyens mensuels d'été de la décennie oct.1954-sept.1964 339

III.Débits d'hiver de la décennie 344

IV. Différents contrôles des calculs précédents 346
1°/contrôle de la fusion glaciaire
-par le gradient d'ablation 346
-par le bilan 347
2°/contrôle de la fusion de la neige 348

IV.Analyse des débits d'une rivière nivo-glaciaire 350

Pages

VI.Reconstitution des débits d'une rivière ultra-glaciaire 350

VII.Conclusions:
1°/Période décennale 351
2°/Quelques années 354

Chapitre XIV. Fluctuations climatiques, variations des masses glaciaires et des débits des émissaires 357

I.Fluctuations climatiques récentes 357

II.Fluctuations climatiques et variations des glaciers 359

III.Fluctuations climatiques et variations des débits des rivières 361
1°/Débits possibles de l'Arveyron de la Mer de Glace dans la période actuelle 361
2°/Conséquences hydrologiques des variations de surface des glaciers 364
3°/Débits possibles lors des grandes déglaciations 368

Chapitre XV. Accidents et catastrophes glaciaires. 371

A.Episodes dûs au processus normal de l'écoulement glaciaire 372
1°/Accidents mineurs, chutes de séracs et brefs tarissements des émissaires 372
2°/Débâcles glaciaires 373
a)poches d'eau 376
b)lacs de barrage 376
3°/Ecroulements de glaciers 378

B.Episodes dûs à des causes extérieures 380
1°/Secousses sismiques 380
2°/Eruptions volcaniques sous-glaciaires 381

C.Prévisions et défenses contre les catastrophes glaciaires 383

Conclusions 385

Liste des cartes et couverntures aériennes des glaciers de l'arc alpin 389

Bibliographie 395

Table des figures 410

Table des matières 413